

# 岩石鋁物鋁床学会誌

第四十二卷 第六号

昭和三十三年十二月一日

## 研 究 報 文

- 鳴子鋁山産泥状硫黄鋁石中の鋁物共生關係について ..... 高 橋 維一郎  
硫黄鋁床に伴う輪狀鋁石の研究 ..... 鈴 木 敏 明  
福島県田村郡御館村一盃山ベグマタイト産ユークセン石と  
チタン鉄鋁の化学組成 ..... { 大 森 啓 一  
長谷川 修 三  
本邦玄武岩及び粗面玄武岩の晶洞 (II) ..... 太 田 良 平  
藍閃石質広域變成作用の化学的な特質 ..... 関 陽太郎  
九州第三紀花崗岩類の Ra 含有量 ..... 桃 井 育  
花崗岩に伴われる閃長岩の 2・3 のタイプ (I) ..... 村 上 允 英

## 会 報

会員動靜, 会費納入の件, 日本學術會議鋁物学研究連絡委員會の新設, 日本學術會議結晶学研究連絡委員會結晶學資料小委員會, 投稿規定

## 抄 録

- 鋁物學及び結晶學 モンモリロナイトの熱水的條件に於ける 安定  
度の要因 ..... 外 3 件  
岩石學及び火山學 Sutherland, Doir'a' Chatha amphibolite ..... 外 4 件  
金 属 鋁 床 學 閃亜鉛鋁の示差熱分析 ..... 外 5 件  
石 油 鋁 床 學 堆積地形一範例と假説 ..... 外 4 件

## 総 目 録

東北大学理学部岩石鋁物鋁床學教室内  
日本岩石鋁物鋁床學會

**会員動靜** 〔転勤及び転居〕 蜂谷可典（青森市新浜町青森市中央公民館 3 階青森県水産商工部商工課），藤田文雄（東京都港区麻布谷町 22 国土開発株式会社地質課），石井基裕（東京都杉並区成宗 1 の 232 公団住宅 44 の 6 号），佐藤明男（盛岡市平山小路 90 原子燃料公社盛岡駐在員事務所），東元定雄（広島市基町 1 広島通産局内地質調査所広島駐在員事務所），松本唯一（熊本市島崎町島崎 516 石神荘），占部忠雄（福岡県遠賀郡水巻町杣 196），松永亮（青森県上北郡天間林日本鉱業上北鉱業所），吉川恵章（東京都中央区日本橋室町 2 の 1 三井金属鉱業株式会社鉱山部地質課），武藤矩靖（東京都中野区城山町 50），渡辺卓（千葉県長生郡一宮町東浪見東邦鉱発株式会社一宮鉱業所）

**会費納入の件** 本年度会費 500 円（前納）を本会（振替仙台 8825 番）宛至急御納め下さい。尚会費を多額に滞納している方は曩に直接御知らせしましたが至急御納め下さらないと、会誌の発送が停止されますから、御注意下さい。

#### 日本学術会議鉱物学研究連絡委員会の新設

日本学術会議に表記の委員会設置が、同会議第 27 回総会に於て承認された。目下設立の準備中で、表記の委員会の委員として本会からは学術会議会員渡辺万次郎会長のほかに次の三名が参加の予定である。大森啓一，久野久，竹内彦彰。

#### 日本学術会議結晶学研究連絡委員会結晶学資料小委員会

日本学術会議結晶学研究連絡委員会内に表記の小委員会が設置され、同会委員長より、会員諸君に本小委員会の目的及び事業の周知方並びに協力方の依頼があつた。本小委員会は国際結晶学連合（I. U. Cr.）の Commission on Structure Reports 及び Commission on Crystallographic Data に協力することを目的とするもので、前者は各国の研究者によつて決定せられた結晶構造のデータを年代順に集録し、Structure Reports なる書物の形で刊行することをその目的としており、現在までに計 9 巻が出版済みである。また後者は各国の諸論文に散在する結晶の X 線回折のデータを集めて一定の形式で整理し、その一部は Crystal Data なる刊行物の形で公表し、またその一部は A. S. T. M. のカードの資料とせんとするものである。これら両調査委員会の仕事は I. U. Cr. の重要な事業の一部となつている。我国ではこれまで上記の二つの調査委員会に委員を送り、これらの事業に積極的な協力を果して来たが、最近に至りこれらの仕事の対象となる諸研究が頗に盛んとなり、発表される論文の数も年を追つて増加しているので、より組織的な協力態勢を作り上げる必要にせまれ、ここに本小委員会の成立となつた。本小委員会は手分けして既にデータを集録し、それらを I. U. Cr. の上記の調査委員会に送附する協力活動を開始しており、会員諸君は本小委員会に論文別刷の送附その他の方法をもつて連絡し、本小委員会の事業を御援助願ひ度い。尚本学会誌を担当の同小委員会の鉱物学関係委員は須藤俊男氏である。

**お知らせ** さきにお知らせ致しました如く投稿規定により、刷上り 7 頁を超過した論文に就ては、その超過分の実費を著者から頂くことになり、従つて本号の本文は 10 頁増加になりました。（編集係）

研究報文

鳴子鉱山産泥状硫黄鉱石中の鉱物共生関係について\*

Mineral paragenesis of the muddy sulphur  
ore from the Narugo mine

高橋 維一郎 (Ichiro Takahashi)\*\*

**Abstract :** The sulphur deposit of the Narugo mine is mainly muddy sediment on the bottom of a lake on the top of a volcano, which is accompanied by several minor deposits of sublimation and impregnation types. Muddy deposit occurs partly in minute laminae and partly in lenticular or irregular bodies. It is so fine-grained and muddy that some special treatments are necessary for its mining and extraction, for which the knowledge of its mineral paragenesis is desirable. The present study is made for this purpose with the following results.

Inferred from the results of microscopic, electron-microscopic, chemical, differential thermal and X-ray studies, the ore consists of sulphur and pyrite, associated with, enumerated in decreasing order, kaolinite, halloysite, glassy fragments, pumice, quartz, silicified rock, opal, cristobalite, montmorillonite, diatom crust, sericite, alunite, plagioclase, limonitic material, a titanium mineral and hypersthene.

The most part of the ore has been formed by free chemical precipitation but some minor portion by impregnation. This is inferred from the evidence of replacement of some other minerals and rock fragments by sulphur and pyrite.

Some relations of the ore paragenesis to its mining, dressing and smelting are also mentioned.

1. 緒 言

鳴子温泉南方高所にある瀉沼の湖底に泥状硫黄鉱石を産すること<sup>1)</sup>は古くから知られており、現今では鳴子鉱業所により盛に開発されている。この鉱石は湖底に層状をなして堆積した泥土に細かい硫黄結晶と少量の黄鉄鉱を混え、他の鉱染硫黄鉱に較べて産状や性

\* 東北鉱山学会 17 回総会 (1957 年 5 月 23 日, 盛岡市) にて講演。

\*\* 岩手大学工学部鉱山工学科

1) 渡瀬正三郎 : 地質, 45, 508~509, 昭 13.



質が著しく異なり、従つて鉱業上特別の配慮を必要とし、そのためには先づ鉱石中の鉱物の共生関係を明にする必要がある。

筆者はかかる目的を以て、この鉱石について顕微鏡的、化学的、示差熱的、X 線の、電子顕微鏡的検討を加えてきた。得られた結果は必ずしも充分なものではないが、今日までの結果を取まとめてここに報告する。

## 2. 位置及び交通

鳴子鉱山は宮城県北西隅の県境東側に発達する鬼首陥没カルデラの南東方に近く、奥羽山地東斜面にある鳴子火山<sup>1-4)</sup>の中心潟沼湖畔に位置し、玉造郡鳴子町に属する。これに至るには陸羽東線鳴子駅から温泉街の南東後方へ徒歩の山道約 1.5km を通じ、約 30 分で山元に達し、別に鳴子駅から上野マススキー場を経て自動車路約 3.6km を通ずる。湖の北西岸に事務所及び乾鉱場、北岸に製鍊所を置き、主要鉱床は湖岸を被つて発達する。

## 3. 地形及び地質

鉱山は鳴子火山の略々中央にある。この火山は荒雄川南岸の段丘性台地上に乗つた一小火山で、潟沼火口を中心として、その西方、北方、北東方、南東方に接して夫々円錐峰をなしてこれを囲む鳥屋ヶ森、松ヶ峰、胡桃ヶ岳、尾ヶ岳等からなり、その南方は火山碎屑物からなる長壁によつて包囲される。また火山の北側は、直接又は河岸段丘を経て、附近を東流する荒雄川の沖積平地で境される。

潟沼は楕円形の爆裂火口に水を湛えたもので、水面の標高 306m、東西約 450m、南北約 350m、水深は平均 4~5m、最深部で 20m に及び沼水の pH は 2 内外<sup>5)</sup>である。

附近の地質については既に多くの調査研究<sup>1)2)3)4)6)7)</sup>がなされている。筆者自身詳細な資料を持たぬので、これらのうち本地方の地熱利用に尽力した渡辺万次郎の報告<sup>3)</sup>を抄記すれば次の如くである。

前記四円錐峰山頂部は玻璃質石英安山岩からなり、その基底に集塊岩を伴なつて、段丘礫層の上に拡がり、その下の礫岩層を被う。この礫岩層は一部に頁岩を伴い、今井秀喜氏の川波層に当り、第三紀鮮新世の浅海層で鷹の巣層に対比された。更にこれらの外側には花崗岩を基底とし、鳴子峡谷では角礫質乃至集塊質凝灰岩からなる今井氏の鳴子峡谷層、小豆坂層、花淵山では緑色凝灰岩からなる同氏の花淵山層が分布し、共に第三紀中新世の火山性産物で夫々女川層、台島層に対比された。鳴子火山はこれらの古い基盤の一部が陥没して、そこに噴出した。

また当火山を詳細に研究した渡辺万次郎<sup>2)</sup>、生出慶司<sup>4)</sup>によると、前記砂礫層は一部に泥岩層を挟み、潟沼を中心として四方に傾むき、その中央部で可成りの高さに押し上げら

- 1) 上田潤一： 岩鉱，1，21~22，昭 4.
- 2) 渡辺万次郎： 岩鉱，33，43~44，昭 24.
- 3) 渡辺万次郎： 宮城県の地熱事業，第 2 輯，11~21，昭 25.
- 4) 生出慶司： 鳴子火山について，東北大卒論，昭 25.
- 5) 鳴子鉱業所： 早大鉱山学研究報告，6，159，昭 32.
- 6) 加藤磐雄： 地質，48，106，昭 16.
- 7) 鹿股信雄： 千葉大文理学部紀要，1，280~282，昭 30.

れ、更に爆破されたものと信ぜられている。

#### 4. 鉱 床 概 要

硫黄鉱床の一部分は、基底の砂礫層及び石英安山岩を山腹及び湖岸数ヶ所に於て鉱染し、一部はその表面に昇華し、それらもかつて採掘されたが、本報告では、現在の主要対象をなす湖底のもののみにつき述べる。

他の火山地帯にある湖沼と同様に、潟沼湖底にも周辺より運び込まれ、或は爆発当時またはその後の風等により湖面に落下堆積した泥土層や砂層があつて、黒灰色、帯褐灰色、黄灰色、灰色等を呈し、一般に 1~60mm の厚さで成層している。泥状硫黄鉱とは、これらの泥土のうち特に硫黄分にとむものを称し、鉱山側の言によると、特に湖の辺縁部の浅所を除けば、S 15% 以上のものは随所に発見できるといわれ、それらの中特に品位の良い部分を小舟に抱え上げ、乾鉱場に輸送する。

現地の採鉱状況や鉱山側の説明を総合すると、稼行に耐える鉱石の大部分は、層状、レンズ状又は稍々不規則扁平状に水平方向に拡がり、同一地点で低品位層又はズリ層を経て二乃至三層の良品位部（厚さ 1~5m）に逢うのを普通とし、このほかその一部に垂直に近い円筒状を成して高品位の硫黄鉱が前記の地層を貫ぬき、成層後のガスの通路を示している。

#### 5. 鉱 石 の 諸 性 質

1. 肉眼的性質 採取直後の鉱石は約 50% の水を含み、著しく柔軟で多少流動性を持つ。一般に灰色、黄灰色、黒灰色を呈し、この三部分が 1~50mm 巾の縞状に成層し、時にはこの三部分が互いにレンズ状や不規則状に混り合つて産する。また前記三部分中に塊状、レンズ状又は若干連続する層状をなして灰黄色部や灰黒色部がみられ、前者は特に硫黄に富み、後者は黄鉄鉱に富む部分である。灰色部で S 20~35%、黄灰色や灰黄色部で 30~60% に達し、黄鉄鉱にとむ黒灰色部では思つたより品位は良くない。

以上の泥状硫黄鉱中には往々 1~30mm 大の珪化岩片、石英安山岩片及び褐黒色の木片を含むことがある。

2. 顕微鏡観察 灰色部中に黄灰色及び黒灰色部のレンズ状に入るサンプルにつき、原形を崩さぬように透過薄片を作り、また硫黄と硫化鉄の形態を知るためサンプルを浸液に浸し、更に硫化鉄については鉱石を固めてから研磨片を作り、透過及び反射顕微鏡の観察に供した。

(1) 構造 鉱石は大局的にみると、細粒と粗粒の部分が縞状に配列し成層構造を示すが、これを拡大すると、第 1 図に示すような凝灰質岩に酷似した碎屑構造を呈し、斑晶と呼ぶ部分と、その間を充填する石基状の部分からなる。(以後便宜上比較的大きい粒を斑晶、その間を充填する細粒の部分を基質と称する)

斑晶は硫黄、黄鉄鉱、ガラス、浮石片、珪化岩片、カオリン鉱物集合体、モンモリロン石<sup>1)</sup> 集合体、絹雲母、石英、クリストバル石、蛋白石、斜長石、紫輝硼石、明礬石、褐

1) 沼水の pH は約 2 で強い酸性を呈し、モンモリロン石の存在は興味深く、今後の研究に値しよう。ただし筆者の研究中の松尾鉱床でも、ここより強い酸性坑内水の浸透する母岩中に、同鉱物が多量に見出されている(鉱山地質, 7, 104~111)。

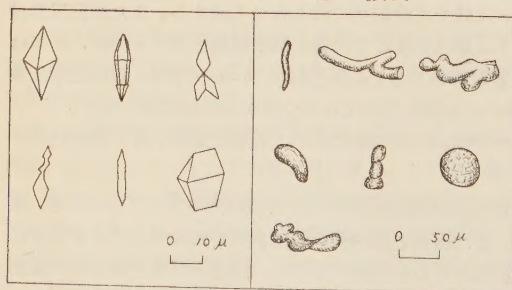


第 1 図 泥状硫黄鉍石 (透過顕微鏡下)

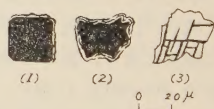


S : Sulphur, Py : Pyrite, G : Glass,  
 P : Pumice, Q : Quartz, K : Kaoline aggligates,  
 M : Montmorillonite aggligates, D : Diatom.

第 2 図 硫黄形態の数例



第 3 図



(1) (2) : 黄鉄鉍 (黒色部)  
 (3) : 褐鉄鉍質物と格子状チタン鉍物

鉄鉍質物及びチタン鉍物等からなり、基質はカオリン鉍物を主とし少量のモンモリロン石、絹雲母を混えた粘土鉍物にとみ、このほか紫蘇輝石を除いた上述の岩石又は鉍物の微細片の集合からなり、且つ鉍石全般に亘つて珪藻の遺骸を伴っている。

斑晶と基質の境を仮に直径  $5\mu$  におくと、筆者の調べた薄片では、斑晶は  $5\sim 900\mu$ 、基質は  $-0.3\mu\sim 5\mu$  である。以下に個々の構成物の性質について記述する。

(2) 鉍石鉍物 (a) 硫黄……斑晶及び基質の一員として現われ、形状は量的に多いものの順に不規則形、長粒状、球状、瓜状、豆状、棒状、錐状、楔状、厚板状等をなし、往々双晶或不規則状集合がみられる (第 2 図)。以上のうち錐、楔、厚板状を示すものは明に斜方晶系に属し、恐らく生成当時から斜方硫黄 ( $\alpha$  硫黄) として存在したものと認

められ、長柱状のものについては微細なため結晶形からの単斜硫黄の吟味は出来難かつたが、他の不規則形のものと同様に、転移点以下の温度にあるため少くとも現在はずべて斜方硫黄に属すると認められる。

いづれも開放ニコル下では淡黄乃至帯緑淡黄色で縮緬肌を呈し、交叉ニコル下では赤、褐、黄、緑、青、紫等の美しい干渉色を呈する。斑晶は  $5\sim 150\mu$ 、基質をなすものは  $-0.5\sim 5\mu$  まであり、両者を通じて量的に多いのは  $2\sim 60\mu$  である。硫黄は以上のほかに他の岩片や鉱物中の裂きを充填したり、交代的に鉱染して産するが、これらについてはその都度述べる。

(b) 黄鉄鉱……斑晶及び基質の一員をなして全鉱石中に現われ、 $-1\sim 200\mu$  まであり、そのうち量的に多いのは  $1\sim 80\mu$  である。鏡下で形態の比較的明に見うる  $2\mu$  以上のものでは、約 70% は不規則形を示し、残りは自形結晶を呈し、明に a, d, e, o 面が認められ、多いものの順に (a を主, d, o を伴う聚形), (o が主, a を伴う), (a のみ), (o のみ), (e のみ) 等が見られ、これらはその結晶外形より、また不規則形のものについては反射顕微鏡下の性質から黄鉄鉱と認められる。

これら  $2\mu$  以上の黄鉄鉱の表面を包んで、 $0.1\sim 0.5\mu$  中の皮殻状硫化鉄が存することがあり (第 3 図 (1) (2)),  $2\mu$  以下の微粒状硫化鉄と共に、反射顕微鏡油浸下で偏光現象を調べたが、筆者の調べた試料については、白鉄鉱特有の偏光現象は見られず、黄鉄鉱に属すると認められる。以上に述べた黄鉄鉱のほか硫黄と同様に、他の岩片、鉱物片に鉱染するものがあり、これについてはその都度述べる。

(3) 岩石片及び随伴鉱物 (a) 岩石片 (i) グラス……稜角性、半稜角性及び丸味ある不規則形を呈し、 $-0.5\sim 500\mu$  にわたり、 $10\sim 130\mu$  のものが最も多い。鏡下では無色透明乃至淡褐色を呈し、時に球顆構造が見られ、また種々の形の crystallite を含む場合があり、岩片によつては散点状、虫食状、島状に硫黄、黄鉄鉱、カオリン鉱物、モンモリロン石等に交代され、むしろ新鮮の場合の方が少い (第 4 図, (1) (2))。

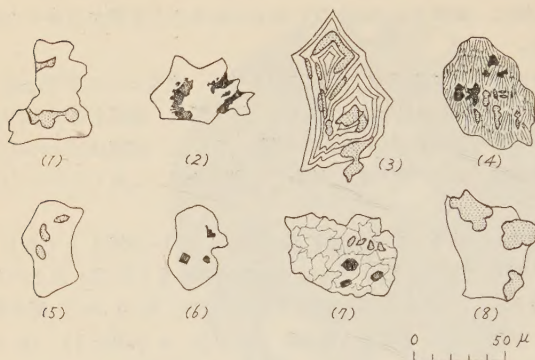
(ii) 浮石……半稜角又は稜角性の不規則形を呈し、極めて淡い褐色又は無色透明で、種々の形の気泡による浮石構造が著しい。 $-0.5\sim 600\mu$  まであり、量的に多いのは  $20\sim 100\mu$  である。浮石も (i) と同様に硫黄、黄鉄鉱、カオリン鉱物、モンモリロン石に交代され、そのうち硫黄は気泡中を充填するものも見られる (第 4 図, (3) (4))。

(iii) 珪化岩片……一般に半稜角性の不規則形を呈し、 $3\sim 750\mu$  大で、量的には  $20\sim 100\mu$  が最も多い。鏡下では  $1\sim 50\mu$  大の不規則粒状石英の集合体で、これまた新鮮な場合は至つて稀で、部分的に硫黄や黄鉄鉱に交代され、またカオリン鉱物、絹雲母と共生することが多い (第 4 図, (7))。

(b) 随伴鉱物 (i) カオリン鉱物……斑晶及び石基をなし、丸味ある不規則形が多く、微細なカオリン鉱物結晶の集合体で、鏡下では僅に褐色を帯びるか、又は無色透明で  $-0.5\sim 100\mu$  に達し、 $1\sim 80\mu$  が最も多い。個々のカオリン鉱物は  $0.2\sim 2\mu$  程の大きさと思われる、開放ニコル下では無色透明、干渉色は灰色、葉片状、鱗片状又は不規則形を呈する。これらもまた  $0.5\sim 10\mu$  大の自形又は不規則形の硫黄及び黄鉄鉱の鉱染を受ける場合が多い (第 4 図, (5) (6))。

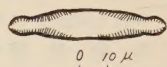
(ii) モンモリロン石……丸味ある不規則形を示し、その微晶の集合からなり、 $0.5\sim$

第 4 図



(1) (2): グラス, (3) (4): 浮石, (5) (6): カオリン微晶集合体,  
(7): 珪化岩片, (8): 石英, などに交代的又は充填的に鉱染する  
硫黄 (黒点部) と黄鉄鉱 (黒色部)。

第 5 図



珪藻

500  $\mu$  大で, 1~80  $\mu$  が最も多い。開放ニコル下では僅に褐色を帯び, 交叉ニコル下ではセンギ状, 葉片状, 鱗片状又は不規則形の微晶の集合が明になり, 干渉色は帯黄灰色, elongation は (+) である。黄鉄鉱を鉱染すること多く, 時には硫黄の単結晶や集合体を鉱染する。

(iii) 絹雲母……1~15  $\mu$  大の長粒状, 針状, 葉片状或は不規則形をなし, 単独に存在するものと珪化岩片中に含まれるものがある。鏡下では無色透明, 干渉色は帯黄灰色で, elongation は (+) である。

(iv) 明礬石……板状をなし, 時に底面による双晶がみられ, 斑晶的, 基質的に存在し, -1~55  $\mu$  大で量的には少い。鏡下では無色透明, 干渉色は帯黄灰色で, elongation は (-) である。

(v) 石英……一般に少々稜角ある不規則形を示し, 0.5~300  $\mu$  大で, 10~140  $\mu$  が最も多い。往々部分的に硫黄, 黄鉄鉱に交代され (第4図, (8)), カオリン鉱物や絹雲母と共生する場合も見られる。

(vi) 蛋白石及びクリストバル石……ガラスや浮石の一部に不規則形及び多少凹凸ある球形をなし, また単独に丸味ある不規則形として現われ, -1~45  $\mu$  大である。開放ニコル下では無色透明, 交叉ニコル下では, 殆んど複屈折を示さぬ部分と, 弱く示す部分とがあり, また屈折率はガラスより幾分低めの部分と, 可成り低い部分とがある。複屈折を示さず, 屈折率の可成り低いものが蛋白石に相当し, 他はクリストバル石にとむ部分と考えられる。

(vii) 斜長石……多少稜角ある不規則形を呈し, 0.5~130  $\mu$  大で量的には少い。鏡下では無色透明, 交叉ニコル下では往々格子状アルバイト式双晶が認められる。この鉱物の変質の度合は既述のものに比して低く, 硫黄, 黄鉄鉱, カオリン鉱物により周辺部が僅に交代されるに過ぎない。



(viii) 紫蘇輝石……自形，半自形の長粒状又は不規則形のもが稀にみられる。50～200 $\mu$  大で鏡下では無色に近いが，かすかに  $X' =$  帯桃色， $Z' =$  帯黄緑色の多色性を有し，干渉色は灰色で直消光を呈し，いづれも他の鉱物の交代をうけぬ。

(ix) 褐鉄鉱質物及びチタン鉱物……半稜角性又は丸味ある不規則形をなし，3～200 $\mu$  大で量的には極めて少い。鏡下では褐，帯褐灰色を呈し，干渉色は薄片の薄い部分では褐乃至黄褐色，厚い部分では暗黒であつて，反射光を投ずると帯褐灰色乃至帯黄灰色を示し，褐鉄鉱質物を主とするものと思われる。これらのうち粒によつては，上記の部分を1～5 $\mu$  巾の不透明性の格子がウイドマンステツテン模様状に規則的に貫ぬき残存するのがみられ，格子状チタン鉄鉱を含む磁鉄鉱が次第に鉄分を失いつつ leucoxene 様鉱物に移化の途中にあるものと思われる(第3図，(3))。またこの鉱物中には黄鉄鉱を鉱染する場合がある。

(4) 珪藻 既述の岩石，鉱物片のほか，鉱石中には少量の珪藻の遺骸を含み，その形態を第5図に掲げる。長さ60 $\mu$ ±，巾は6～10 $\mu$  で，羽根の数は片側のみで24～25枚に達する。これは日本化石植物図譜<sup>1)</sup>によると，現生種の *Navicula* sp. に最も近いと思われる。珪藻も鉱化に無関係ではなく，硫黄が孔隙中を充填し，また孔隙に無関係に硫黄や黄鉄鉱の微晶が鉱染する場合も多い。

3. 化学組成 現場より送られた鉱石は味噌程度の可塑性をもち，この風乾減量は41%であつた。この中から随伴鉱物の決定に有利なように，故意に低品位鉱を選び，大部分が灰色で一部に黒灰色縞状部を伴うサンプルを分析した値は第1表に示す通りである。研究当初は単純な鉱物組成から成るものと予想し，分析により組成を定量的に表わそうとしたが，研究の進行につれて既述の如く極めて複雑なるを知り，二三の成分は分析を中止したもので，ここでは参考程度にその値を掲げるとどめる。

第1表中，鉄は黄鉄鉱以外からも入ってくるが，その量は極めて少いので，仮にこれで  $FeS_2$  分子を作れば5.95%となり，残りをすべて遊離硫黄と看做すと21.24%となる。従つてこの鉱石の場合，全硫黄量のうち約13%が黄鉄鉱から供給されることを知る。

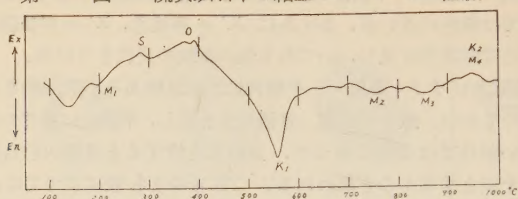
4. D.T.A. 曲線 鉱石中の粘土鉱物を検討するため D.T.A. 曲線を求めた(第6図)。先づ粘土鉱物を集めるため，1 $\mu$  以下の粒子をストークスの法則に基き分離し， $CS_2$  で硫黄分を除いて実験に供した。第6図で140° 附近の吸熱ピークは吸着水によるもので，200° 附近の小さい吸熱ピーク ( $M_1$ ) は恐らくモンモリロン石のもので，220°～500° の発熱ピークは残存硫黄と有機物によるもので，特に270° 附近のピーク (S) は前者，

第1表 低品位硫黄鉱石の  
化学組成

SiO <sub>2</sub>	53.83 Wt. %
TiO <sub>2</sub>	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.18
MnO	tr
CaO	0.04
MgO	0.21
H <sub>2</sub> O(+)	3.79
H <sub>2</sub> O(-)	1.51
Fe	2.77
S	24.42
Total	97.47

1) 遠藤誠道：日本産化石植物図譜，102，昭30。

第 6 図 硫黄鉱石中の粘土の D. T. A. 曲線

(1 $\mu$  以下の粒子を集め, S を除去)

第 2 表 X 線粉末廻折線 (Co radiation)

2 $\theta^\circ$	d( $\text{\AA}$ )	I					
7.77	13.22	4			M		
9.82	10.44	4				S	
13.62	7.54	5		H			
14.27	7.21	6	K	H	M		
20.87	4.94	5				S	A
23.02	4.48	12	K		H. H	M	S
23.68	4.36	11	K			M	
24.12	4.28	12					Q
24.85	4.16	8	K				
25.40	4.07	10					C
25.87	3.999	6					P
26.97	3.839	5	K				P
27.83	3.722	6				S	P
28.80	3.599	8	K				
30.02	3.455	5				S	P
30.95	3.353	12	K		H. H		Q
33.85	3.073	5				M	
33.97	3.064	6				M	
34.88	2.985	9					P
36.20	2.881	6					C
40.73	2.572	11	K		H. H	S	
41.78	2.509	8	K			M	
44.20	2.379	4			H. H		P
44.83	2.347	24	K		H. H		C
45.87	2.297	4	K				Q
56.12	1.902	5				S	
59.03	1.817	4				S	Q
61.45	1.752	4					
64.97	1.667	5	K		H. H	M	S
73.85	1.490	8	K		H. H	M	S
80.97	1.379	5					Q
87.60	1.293	4	K	H	H. H	S	

K : Kaolinite

H : Halloysite

H. H : Hydrated halloysite

M : Montmorillonite

S : Sericite

Q : Quartz

C : Cristobalite

P : Plagioclase

A : Alunite

350~400° のピーク (O) は後者のものと考えられる。500~600° の大きな吸熱ピーク ( $K_1$ ) はカオリン鉱物によると思われ、両側傾斜部の対称性からしてカオリナイトが主とされる。750°, 850° 附近の小さい吸熱ピーク ( $M_2$ ,  $M_3$ ) はモンモリロン石のもの、また 950° 附近の発熱ピーク ( $K_2$ ,  $M_4$ ) はカオリン鉱物とモンモリロン石の重複したものに相当しよう。結局この曲線から、1 $\mu$  以下の粒子中に含まれる粘土鉱物はカオリン鉱物 (カオリナイトを主とする) を主体とし、モンモリロン石を少量伴なうものと考えられる。

5. X 線粉末廻折線 D. T. A. に使用したものと同一試料をガイガーフレックスにより廻折値を求めた (第 2 表)。

同表に記入してある如く、各値に該当する粘土鉱物は、カオリン鉱物 (カオリナイト、ハロイサイト類) のほか少量のモンモリロン石、絹雲母等であり、粘土鉱物以外では石英、クリストバル石、斜長石、明礬石等であろうと考えられ、鏡下の観察と一致する。

6. 電子顕微鏡写真 灰色鉱石の粉末を pH=8.5 の薄い  $\text{NH}_4\text{OH}$  溶液中に分散させて撮影した結果を第 7 図に掲げる。殆んど透明乃至亜透明で六角板状結晶が最も多く、大部分はカオリナイト、一部は絹雲母と思われる、長柱状、棒状の結晶はハロイサイト類に相当し、これらと共存する透明乃至亜透明で不定形の鉱物の一部はモンモリロン石に相当すると思われる。

7. 鉱石の構成物とその量的関係 鉱石鉱物をなす硫黄及び黄鉄鉱は鉱石の種類に応じて変化するが、一般には後者は前者に較べて遙かに少い。他の随伴物質の種類及び量的関係は筆者の調べた灰色

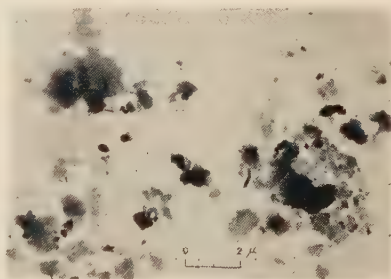
鉱石の場合は、多いものの順に次のようである。なお他の鉱石の場合も特別のものを除けば、①~③の順位が相互に多少変る程度であり、しかも多くの場合 ①~⑤が大部分を占め、⑥~⑩は少量、⑪~⑫は極めて少量含まれるものと認められる。

①(カオリン鉱物) ②(ガラスと浮石) ③(石英) ④(珪化岩片) ⑤(蛋白石とクリストバル石) ⑥(モンモリロン石) ⑦(珪藻の遺骸) ⑧(絹雲母) ⑨(明礬石) ⑩(斜長石) ⑪(褐鉄鉱質物とチタン鉱物) ⑫(紫蘇輝石)。

## 6. 鉱 床 の 成 因

本鉱床の成因については既に渡瀬正三郎<sup>1)</sup> が論及し、化学的沈澱鉱床とし、なお昇華鉱床型も若干伴う模様と述べているが、後者の論拠については触れていない。化学的沈澱作用のみに限れば、既述の交代及び裂隙充填性の硫黄と黄鉄鉱の生成については説明が

第 7 図 泥状硫黄鉱石の電子顕微鏡写真



(原鉱を pH 8.5 の  $\text{NH}_4\text{OH}$  溶液で分散)

1) 渡瀬正三郎：前出，昭 13。



不十分となり、ここに泥土層に対して epigenetic な作用を考える必要がある。また泥土層を略々垂直に貫ぬく円筒状良品位鋇は、泥土の堆積後の鋇化剤の通路を示し、これもまた大部分は泥土を交替的又は裂隙充填的に鋇化集積した多量の硫黄からなり、その大部分は泥土層に対して epigenetic と認められる。

基盤岩中の噴出孔より供給された鋇化剤中の硫黄分の大部分は、そのまま上昇し湖水中で硫黄を分離し、次第に堆積する泥土と共に沈澱成層し、他の一部は泥土中に浸透してそのなかに交替的又は裂隙充填的に鋇石鋇物を鋇染したものと考えられる。泥土層という母岩の特殊性のため syngenetic のものが強調され、epigenetic のものが等閑視され勝ちで、化学的沈澱型を主とし、鋇染型を伴い、両者の複合型と称することができる。なお湖岸に鋇染、昇華型の鋇床があり、この風化流入も考える必要があり、恐らくこれも加わつたと思われるが、その検討を経なくては何とも明言はできない。さらに鋇石中の粘土鋇物については、湖底に位置されない前に生成し、その後運ばれたもの、及び岩石鋇物片が湖底に位置されてから生成したものと考えられ、後者中には湖底に於ける鋇化作用と密接に関係して生成したものの存在も考えられるが、これら相互の判別は今後の研究にまたねばならない。

## 7. 鋇 業 上 の 留 意 点

本鋇山産泥状硫黄鋇について鋇業上特に留意すべき点は次の四事項と考えられる。

(1) 硫黄総量のうち、鋇石の種類により多少の差があるが、約 10% 以上は黄鉄鋇中のものである。

(2) 硫黄の粒度は  $-0.5 \sim 150 \mu$ 、黄鉄鋇は  $-1 \sim 200 \mu$  であつて、他の鋇山産の鋇石に比して著しく微細な傾向にある。

(3) 硫黄と黄鉄鋇結晶の周囲の大半は、カオリン鋇物を主とし若干のモンモリロン石と絹雲母を混える粘土によつて包囲され、またこれらは互に微細に混り合つて存する。

(4) 硫黄及び黄鉄鋇の一部は、他の岩石や鋇物片及び珩藻遺骸の裂隙を充填し、またそれらに交替的に鋇染して存する。

上の四事項は乾鋇、選鋇、製鋇に何等かの形で不利に作用することが予想され、留意することにより、操業改善上多少なりとも役立ちうと思われる。

例えば乾鋇に当り、蒸気乾燥では粘土鋇物中の大部分の水分は除去できず、二硫化処理に当つて粘土鋇物は硫黄表面を保護して溶解作用を妨害し、鋇染型の硫黄は場合によつて回収困難と思われ、且つ黄鉄鋇中の硫黄は利用されない。また仮に浮選を考えると、微細粒が浮選有効限界を超えたり、岩石鋇物片のうち鋇石鋇物が外縁部に位置するものは、そのため浮揚して能率を下げる。なお試薬を使用する操作に当り、粘土鋇物の多量の存在に基因して、その回収率の低下も問題となるであろう。

## 8. 要 約

以上の記述を要約すると次の通りである。

(1) 鳴子火山の中央にある潟沼湖底には主に層状の泥状硫黄鋇床があつて、現に採掘されつつある。

(2) 鋇石は湖の周辺から流入或は湖面上に爆発や風等により降下堆積した泥土中に多量の硫黄及び少量の黄鉄鋇を含むもので、灰、黄灰、黒灰色等を呈し、その品位は通常

S 20~60% である。

(3) 鉍石を透過、反射及び電子顕微鏡的、化学的、示差熱的、X 線の等に検討した結果、鉍石鉍物としては硫黄を主とし、若干の黄鉄鉍を伴い、随伴物質としては略々量的に多い順に次の如く決定された。カオリン鉍物（カオリナイトを主とし、ハロイサイト類を従とする）。ガラスと浮石、石英、珪化岩片、蛋白石とクリストバル石、モンモリロン石、珪藻の遺骸、絹雲母、明礬石、斜長石、褐鉄鉍質物とチタン鉍物、紫蘇輝石。なお珪藻は現世種の *Navicula* sp. と思われる。

(4) 硫黄はすべて結晶質で、外形から明に斜方晶系と認められるものも可成り多く、このものは生成当時より斜方硫黄であつたことを物語り、このほかのものも少くとも現在では温度の関係上すべて斜方硫黄に属するものと認められる。

硫化鉄には明に等軸晶系結晶外形を示すもののほか、不規則形や皮殻状のものがあリ、筆者の調べた試料については、いずれも反射顕微鏡下では黄鉄鉍と認められた。

(5) 鉍床型式は、硫黄と黄鉄鉍の独立結晶のほか、両者は岩石や鉍物片さらに珪藻の裂隙を充填し、またこれらに交代的に鉍染する事実から、沈澱型を主とし、鉍染型を伴う複合型と考えられる。

(6) 鉍業上次の事項に注意する必要がある。

(a) 硫黄総量中約 10% 以上は黄鉄鉍中のものである。

(b) 硫黄は  $-0.5 \sim 150 \mu$ 、黄鉄鉍は  $-1 \sim 200 \mu$  の大きさを有し著しく細粒である。

(c) 原鉍はカオリン鉍物を主とし少量のモンモリロン石と絹雲母を伴う粘土鉍物にとみ、硫黄及び黄鉄鉍の表面の大半はそれらを主とする泥土によつて包囲され、またこれらは互に微細に混り合つて存する。

(d) 硫黄及び黄鉄鉍の一部は、他の岩石、鉍物片および珪藻の裂隙を充填すると共に、それらに交代的に鉍染している。

即ち以上に基ついて原鉍の乾鉍、選鉍、製錬等に多くの困難が予想され、留意することによつて操業改善に幾分なりとも寄与できるものと考ええる。

(謝辞) 本研究に当り岩手大学長谷部茂講師は試料を提供され且つ御助言を頂き、東北大学竹内常彦教授、南部松夫助教授、岡田広吉講師には X 線につき、同大学増井淳一助教授には D. T. A. につき、岩手大学沼田六七八氏には電子顕微鏡について、それぞれ御援助を仰ぎ、また田中憲章所長、木村一郎副所長及び同所幹部の方々多大の便宜を頂いた。

また秋田大学学長渡辺万次郎先生には本報告の御校閲を賜つた。以上の方々に深甚な感謝の意を表する。なお本研究には筆者に支給された昭和 32 年度文部省総合科学研究費の一部を使用した。記して当局に深謝する。

## 硫黄鈹床に伴う輪状鈹石の研究

Studies on the ring ores of with  
sulphur deposits

鈴木 敏 明 (Toshiaki Suzuki)\*

**Abstract :** Ring ores occur in many volcanic sulphur deposits which are mainly composed of iron sulphides. These ring ores can be classified into two types, lava type and shale type, on the basis of their mode of occurrences and structural characters.

Lava type is widely found, and it has been reported that such ores were formed by the Liesegang's phenomenon.

According to the present studies it can be believed that these rings were formed by the replacement along the onion-like cracks.

The shale type is found rarely, and it seems that these rings were formed by the inward diffusion of the reacting solution.

## 1. 緒 言

本邦の鈹染硫黄鈹床には 硫化鉄の黒色輪によつて 特徴づけられる 共心輪状鈹石が 屢々産し、その成因としては 何れの論文も Liesegang 現象による 週律沈澱であると 簡単に説明している。筆者は Liesegang 現象により 形成されたという 輪鈹が硫黄鈹床では 普遍的であるのに 反して、黒鈹その他の 鈹床には 少いことから 他の成因的要素があるのではないかと 考え、この種の 鈹石に就いて 研究した結果、この 考えを裏付ける 資料が得られた。主として 松尾鈹床に於ける 研究であるが、以下に その内容を述べる。

## 2. 輪鈹を形成する岩石

松尾鈹床で輪鈹の形成されているものを 岩質別に 区分すれば、熔岩中には 極めて多く、ついで 角礫凝灰岩\*\* 中の 安山岩片に多く、泥流質岩石・頁岩質凝灰岩にも 少量形成されている。他の硫黄鈹床でも 輪鈹の形成しているのは 従来の 報文・写真及び 筆者の調査結果によれば 殆んどが 安山岩の 熔岩流・角礫凝灰岩中の 安山岩片に限られている様である。

松尾鈹床には 鈹床生成当時存在していたと 見做される 熔岩が 12 枚あり、このうち 共心輪状構造の 認められないものは 5 枚である。これらの 輪状構造は 何れも 節理と 亀裂に 規制されており、柱状・卓状節理のものが多く、板状節理のものには 殆んど 形成されていない。これらの 輪鈹は 硫黄鈹体或は 硫化鈹体<sup>1)</sup>の 相違により その形成量の 差はないが、硫

\* 松尾鈹業株式会社松尾鈹業所

\*\* 従来の 礫の 大きさによる 分類の「集塊岩」を含む。

1) 鈴木敏明：鈹山地質，13，164~169，1954.



黄鉍体では一般に黒色輪中の硫化鉄の量が少く且褐色の水酸化鉄輪を伴う場合があるのに対して硫化鉍体のものは硫化鉄の量が多くなっている。水酸化鉄は硫化鉍体には認められないで硫黄鉍体のにのみ形成されている。即ち輪の鉍物成分が鉍化作用の差に基ずく硫黄・硫化鉍体の鉍化状況に夫々影響されている。鉍石帯では輪鉍の品位は良好な場合が多く、輪状構造の形成され難い熔岩は帽岩的役割を果している事が多い。

下部熔岩<sup>1)</sup>は凝灰質岩石の堆積をみる前に著しい侵蝕作用をうけ、沢状地形を示している。この下部熔岩は鉍石帯の最下部になり、この熔岩のみで顕著な累帯配列<sup>1)</sup>が認められる。下部熔岩で輪状構造の認められるのは主として鉍石帯下部から粘化帯上部にかけてである。但し侵蝕作用の著しかつた谷底の部分には輪状構造は認められない。この事は下部熔岩形成時の比較的末期の熔岩のみが輪鉍の形成に適していたことを示している。即ち他の層準の熔岩に就いてもそうであるが、同様な変質作用をうけたものでも特定の層準にある熔岩のみが特に輪鉍を形成し易くなっているので、これらの輪鉍の成因を Liesegang 現象のみで説明するのは無理な様な気がする。角礫凝灰岩中の安山岩片に形成したものは熔岩の場合と全く同一の外観を示しており、これも輪鉍の形成されるのは多数含まれる安山岩片の一部に限られ、輪鉍のでき易い熔岩と同源と見做される岩片にでき易い。又泥流質岩石には一見熔岩と誤認し易いものがあり、これらのうち節理の発達した部分には形成範囲は狭いが、熔岩や角礫凝灰岩のものに類似した輪鉍が形成されている。この種の輪鉍は節理と亀裂で規制された部分の周辺のみが硫化鉄により交代されたものに漸移している部分があり、単なる交代作用によるものではないかと思われる。

以上の岩石中に形成された輪鉍は何れも略々類似した外観・性質を有し且 Liesegang 現象のみではその説明が困難であるので筆者はこれらを熔岩型輪鉍と称している。これに反して頁岩質凝灰岩中に形成されたものはその産出は少いが、後述の如く前三者と外観・性質が著しく異なり且 Liesegang 現象の諸性質に極めてよく一致するので、これらを頁岩型輪鉍と称している。

松尾鉍床以外の鉍染硫黄鉍床でも熔岩及び角礫凝灰岩中にはこの種の輪鉍が多く形成されており、幌別<sup>2)</sup>、沼尻<sup>3)</sup>、西吾妻<sup>4)</sup>、白根<sup>5)</sup>鉍山をはじめ筆者の調査した信夫、劔山、安比、久富鉍山等多くの硫黄鉍床で認められている。その他の岩質のものに就いては殆んど認められていない様である。

### 3. 熔 岩 型 輪 鉍

熔岩型輪鉍の輪の形態は種々あるが、写真に示した様なものが普通である。一般に外側の輪は外形に左右されて角張っているが、中心部に向い次第に丸味を帯びている。節理及び亀裂即ち鉍液の供給源から遠ざかるにつれて各輪の幅や間隔が漸増或は漸減する様な

1) 鈴木敏明：鉍山地質，6，239，1952.

2) Kato, T. Watanabe, T. Nakamoto, A. : Jap. Jour. of Geol. Geogr., 11, 1934 ; 太田良平：地調月報，553，12~17.

3) 五十嵐善之丞：日鉍会誌，756，197~202，1951.

4) 片山信夫：地質，648~649，171，1949.

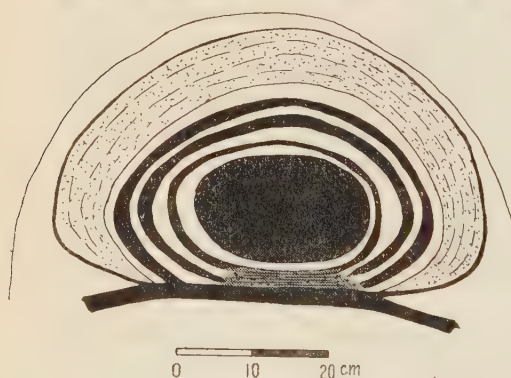
5) 近藤文治郎：日鉍会誌，805，347~350，1955.

\* 岩手県二戸郡網代町，他の鉍山は後述。

規則性がみられず概して不規則な間隔を示している。輪の幅は 3mm 以上で 1cm 内外のものが多く、硫化鉄体では時に数 cm 以上に及んでいるものもあるが、同一輪でも幅が一様でなく輪の一部が急激に細くなっている例がある。輪の数は輪鉱 1 個の大きさとは関係がなく、6本の輪で構成されているものが最高で、通常は 3本内外である。輪鉱 1 個の大きさは 20~30cm 以上の径をもつものが普通で、時には 2m 内外に及んでいる。大きな輪鉱では輪の幅はやや増大することがあるが、一般には軟質脆弱或は変朽安山岩からなる核状の部分が増大している。これに対して小さな輪鉱は核状の部分も小さく且硫化鉄鉱化されているものが多い。輪の内側は外側に比較してその外廓が不規則で、輪の内外に原岩の斑晶跡が残っているものが多い。外輪が 1~2cm の幅ですぐ内側の輪が急激に 3~4mm に細くなっているものが屢々あるが、この様な場合には外輪は 2 本以上の輪が附着してできたものが多い。又黒色輪が網脈状の黒色輪状帯に移化したり、或は黒色輪中に多数の細い硫化鉄の平行縞の認められるものがある (第 1 図)。

第 1 図 熔岩型輪鉱 (黒色部は硫化鉄)

第 2 図 熔岩型輪鉱 (黒色部は硫化鉄輪)



更に詳細な観察をすると、輪の一部、鉄化が進み内側の輪に接するもの、輪と輪を結ぶ細脈の認められるもの、この細脈と輪との交点が落合直り状に膨大して輪と細脈とが同時生成である事を暗示するもの或は各輪が全部 1 本の硫化鉄脈に合流しているもの (第 2 図) 等が多く認められる。これらの事実は熔岩型輪鉱が少くとも Liesegang 現象のみでは説明できない事を示している。従つてこれらの輪鉱が玉葱状に輪に沿つて屢々剝脱し或は酸化溶出帯で硫化鉄の溶出された後の輪鉱が顕著な玉葱状構造を示す事、更に稀ではあるが松尾及び剣山鉱山には明らかに玉葱状裂罅を充填した自然硫黄が認められる事等を考え合せると、輪鉱を特徴づける硫化鉄輪は鉄化当時できていた玉葱状構造の剝離面に沿つて硫化鉄鉄化作用が行われた為ではないかと思われる。即ち完全な同心円に見える輪鉱にもどこかに鉄液の通路があつたものと考えられる。

鏡下では黒色輪は主として硫化鉄で交代され、一部は鉄染状になつている。白色部にも少量の硫化鉄が微粒子で散点し、その鉄化状況は普通の硫黄鉄石と同様に硫化鉄は斑晶の

周辺部或は石基の部分を変化している事が多い。褐色輪は水酸化鉄（硫化鉄と同様な鉍化状況を示している）と蛋白石が多い。

角礫凝灰岩中の安山岩片は熔岩のものと全く同様であるが、泥流質岩石は前者程明瞭でなく、輪の数も3本以内で、不完全輪が多い。熔岩型輪鉍の各輪に就いて分析した結果を例示すれば下表の様である。鉍化状況に就いては輪の存在位置と殆んど関連性がみられないが、概して外側は良好である。黒色輪は外側から内側に向い硫化鉄の漸減するのが普通で、泥流質のものを除けば黒色輪は白色輪に比較して硫化鉄の含量が著しく、硫化鉄輪という事ができる。白色輪は黒色輪に比較して遊離硫黄の多いのが普通である。

第 1 表

岩 種		熔 岩					泥流質岩石			熔 岩				
輪 位	の 置	種 類	H <sub>2</sub> O	FS	FeS <sub>2</sub>	TS	FS	FeS <sub>2</sub>	TS	種 類	H <sub>2</sub> O	FS	FeS <sub>2</sub>	TS
外 側 ↑ ↓		黒色輪	4.0	4.3	32.0	21.4	17	19	27	褐色輪	0.7	38.6	2.2	39.8
		"	5.0	34.0	22.1	45.8	15	4	17	白 "	1.8	16.5	1.1	17.1
内 側 ↑ ↓		"	2.9	32.5	21.3	43.9	18	4	20	黒 "	5.7	10.0	7.9	14.2
外 側 ↑ ↓		白色輪	10.7	46.8	1.5	47.6	32	2	33	褐色輪	5.8	23.1	2.6	24.5
		"	12.0	46.0	1.7	46.9	14	4	16	白 "	3.5	15.2	2.4	16.5
内 側 ↑ ↓		"	5.9	57.6	0.2	57.7	15	2	16	黒 "	8.3	9.2	8.0	13.5

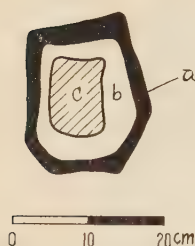
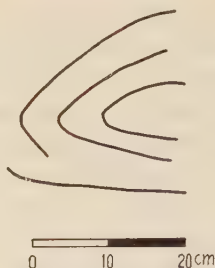
#### 4. 玉 葱 状 構 造

硫黄鉍床の変質帯或は硫黄地帯には屢々同心球状に脱離する熔岩が認められる。例えば松尾鉍山西方の藤七温泉では黒色複輝石安山岩が漂白化或は粘土化等の変質作用をうけ、現在も硫黄作用が行われている。ここでは節理と亀裂に規制された部分を1個体とした多数の玉葱状構造が発達している。第3図はこれらの様式図の1例で、cは有色鉍物のみが緑泥石化作用をうけた黒色変朽安山岩で、bとは明瞭な境界を示している。bは漂白化されているが、未だ硬く安山岩質構造も残っている。aとの境界も明瞭であるが、aに至れば安山岩質構造が殆んど消失し、軟弱脆弱となり、このa帯のみで更に薄い多数の剝離構造が認められる。a, b, cの境界部に沿って鉍化され易い事は当然であり、従つて硫化鉄鉍化作用をうければ熔岩型輪鉍とよく類似したものになる。又aの薄い剝離構造にそつて鉍化作用が行われれば第1図の外輪のようになるものと思われる。

又一関市西端の釧山鉍山は栗駒山頂近くにあり、熔流・昇華硫黄鉍床に属する。ここには広い珪化帯が発達しており、顕著な玉葱状構造の発達した熔岩が広い分布を示している。写真2はそれらの1例で、薄皮状の帯とやや厚い緻密な帯とが互層しており、よく剝離する。又第3図の様な玉葱状構造を示すものも多い。写真2の様なものでは互層した薄皮状の帯の部分の鉍化され易い為輪鉍ができ易く、この様な場合の硫化鉄輪は2本以上の輪が附着していたり、或は網脈状の輪状帯になつていたりするものと思われる。又昇華鉍床の部分には気成作用による硫黄の輪鉍が認められるが、これは明らかに玉葱状構造が先に形成されていたものである。これに類似した現象は福島県の信夫鉍山にも認められる。



第3図 玉葱状構造

第4図 頁岩型輪鉱  
(黒色部は硫化鉄輪)

第5図 周律沈澱模式図

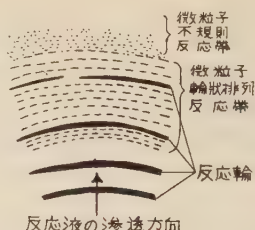


写真3は同鉱山の須川に面した露頭の一部で、黒色の硫化鉄輪に沿って剝離しているが、この硫化鉄は玉葱状裂罅充填によるものである。角礫凝灰岩中の安山岩片も熔岩と同様に玉葱状構造の発達している事がある。写真4は八甲田山の北麓にある久富鉱山（昇華・鉄染鉄床）で認められた例である。泥流に就いては玉葱状構造の形成されているものを未だ認めていないが、柱状節理等が発達し且緻密なものは熔岩に近い性質を示すので変質作用により玉葱状構造のできる可能性が考えられる。これに比して頁岩質或は砂質凝灰岩等では節理の発達が殆んどみられないので、玉葱状構造のできる可能性は極めて少い。

以上を総合すると 熔岩型輪鉱を形成し易い岩石は何れも硫黄作用等に際して玉葱状構造のできる可能性が多いという事ができる。

### 5. 頁岩型輪鉱

松尾鉄山の下部堆積層<sup>1)</sup>中の頁岩質凝灰岩には 同心輪状の輪鉱が局部的に少量形成されている。これには大型で輪の数の少いもの（第4図）と小型で輪の数の多いもの（写真5）とがある。輪の太きは何れも細く 3mm 以下、通例 1mm 内外である。輪の間隔は密で、鉄液の供給源より遠ざかるにつれて輪の間隔が漸増するのが普通で、規則性がある。輪鉱1個の大きさは 40cm 内外以下であり、一般には数 cm 程度である。又輪に沿って剝離する様な傾向はなく且原岩には玉葱状構造の形成が考えられないので Liesegang 現象が強く想起される。

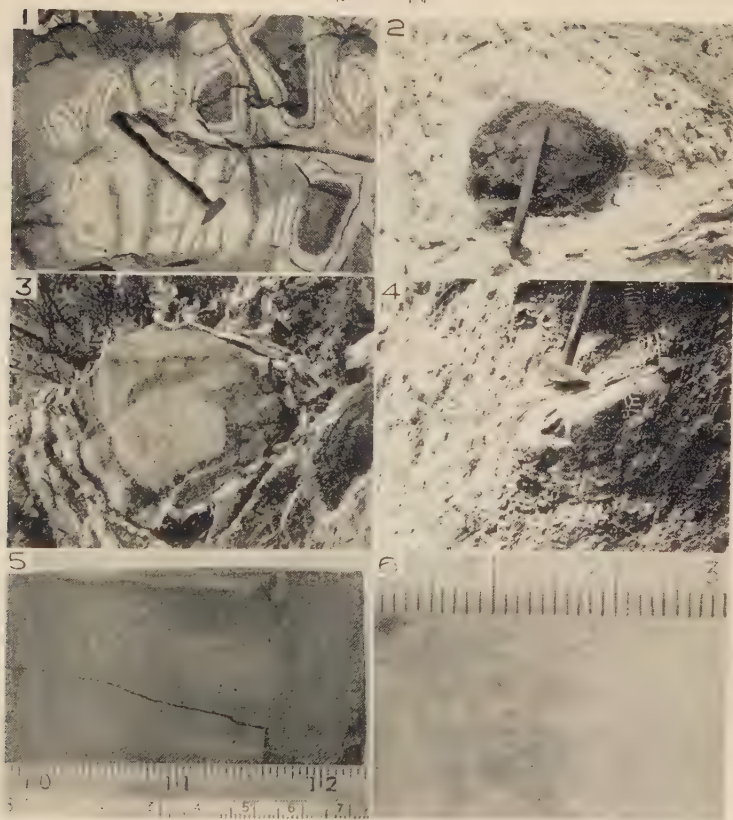
以上の諸点は熔岩型輪鉱と著しい相連を示す点であるが、次の諸性質の様に類似した点もある。即ち中心部になる程外形の影響を受ける事が少く、次第に丸味を帯びており、更に輪の一部が突然断絶することがある。但し輪の断絶は熔岩型と異なり、写真6の様に放射線状或は一定方向にのみ顕著である。

これらの頁岩質凝灰岩は何れも粘土化作用を受けたもので、これを挟む砂質凝灰岩や角礫凝灰岩中にはこの種の輪鉱は形成されていない。輪鉱の形成された当時はかなりの水分を含み軟質な状態にあつたらしく、これらの輪が微小断層（凝灰質頁岩中のごく一部に限られる）により屢々切られている。

鏡下で観察するとこれらの輪に相当する部分は極めて細かい微粉状硫化鉄が分布し、輪

1) 鈴木敏明：前出，1954.

第 6 図



1 : 熔岩型輪鉱 (松尾・112m. L.)    2 : 熔岩の玉葱状構造 (剣山)  
 3 : 剝離構造と硫化鉄 (黒色部) (信夫)    4 : 角礫凝灰岩の玉葱状構造 (久保)  
 5 : 頁岩型輪鉱 (松尾・3 m. L.)    6 : 放射線状に輪の切れる頁岩型輪鉱 (松尾・6 m. L.)

と輪の間には硫化鉄が殆んど認められない。

## 6. 実験結果との対比

ゲル中で2種類の溶液が相会して化学反応を起す場合に遷移沈殿を生ずる事は種々の物質に就いて試みられているが、筆者もこの種の実験を schale 及び試験管で行つてみた。膠状物質としては 10~5% の濃度のゼラチンを使用し、これに約 0.2% の  $K_2Cr_2O_7$  或は  $H_2S$  を混和し凝固させた。schale の場合は垂直部を切取つて丸い溝を作り、これに反応物質の水溶液を入れて振盪させた外中心部にも滴下してみた。試験管の場合は凝固後、その上に反応物質水溶液を加えた。尚反応物質としては  $AgNO_3$  及び  $MnSO_4$  を

使用した。以下にこれらの実験結果を輪鉱の性質と対比しながら説明する。

1) 一般に反応により生じた輪の間隔は規則正しく漸増するが(稀には一定或は漸減する事がある由である<sup>1)</sup>)、熔岩型輪鉱には漸増或は漸減の様な規則性がなく不規則であり、これに反して頁岩型の輪の間隔は漸増し、規則性がある。

2) 拡散点から外方に向つて同心円を作っている(螺旋状に発達する場合もある由である<sup>1)</sup>)が、これらの数個の輪が拡散点に合流する事はない。熔岩型輪鉱には全部或は一部の輪が鉱液の供給点に合流しているもの(第1, 第2図)があるが、頁岩型輪鉱には合流する様な事はない。

3) 輪の廻々が放射線状に断絶する\*のが普通であるが、不規則に断絶したり、分岐する事もかなりある。熔岩型輪鉱は輪の断絶する事が少く、その断絶のしかたに何等規則性がない。これに反して頁岩型では写真6の様に実験結果と略々同様な傾向があり、規則性が認められる。

4) 反応過程を顕微鏡で観察すると先づ反応により微粒子の沈澱を生じ、これが次第に同心円状に排列する様になる。次にこれらの中に稍々太い線を生じ、これに微粒子が吸着され肉眼的な太い線に発達する。Hedges<sup>2)</sup>等の実験結果によると、輪と輪の間の澄明な部分は輪の部分の1/12の沈澱量であるという事であるが、観察結果によると肉眼的な太い線の間微粒子は反応液の供給点に近い方では消失し、遠くなるに従つて次第に多くなつていく(第5図)。即ち透明な部分の沈澱量はその存在位置により異なつていく。尚 MnS の沈澱輪の場合には拡散点と最初の輪との間に鉱染帯が生じた。熔岩型輪鉱は輪の相互間に常に硫化鉄の鉱染をみるが、頁岩型には殆んど認められない部分がある。

5) 一見単調な美しい輪に見えるものも顕微鏡的にはその外縁が不規則な凹凸を示している。熔岩型・頁岩型輪鉱共に不規則な凹凸を示している。

6) 硬めに凝固させたゼラチン中に同心輪を作り、これを数ヶ月間放置して更に硬くしたものが輪に沿つて剝離するか否かを確かめた処、剝離性がなかつた。熔岩型輪鉱は硫化鉄輪に沿つて剝離するものが屢々あるが、頁岩型輪鉱には輪に沿う剝離性が全くない。

7) 生成した輪は何れも細く、反応液の量を増加しても太くはならない。ゼラチン濃度を大にすると輪が細くなる傾向がある。一方火山岩類が変質作用をうければ分解変質し、膠質に近い性質を示すという。従つて岩質或は変質作用の相違により膠質的性質が異なるものと思われる。この様な膠質的性質の変化により輪の太さの変化が考えられる。熔岩型輪鉱は輪の太さが3mm以上であるが、頁岩型のものは3mm以下の太さである。縞瑪瑙や従来記載されている硫黄鉱床以外の Liesegang 現象によると思われる鉱石<sup>1)</sup>等は何れもこの頁岩型の様な細い輪からなつていく。

以上を綜括すると熔岩型輪鉱は Liesegang 現象特有の諸性質と一致しない点が多いのに対し、頁岩型輪鉱は実験結果とよく一致している。

1) 渡辺万次郎：金鉱及金鉱床，136，1940.

2) 小栗捨蔵：応用コロイド化学，596，1950.

\* 反応液の拡散量が多い拡散点附近では殆んど断絶しない。



## 7. 結 語

以上主として松尾鉾床産輪鉾の観察結果を記載し、最後にこれらと Liesegang 現象の実験結果とを対比したが、上記の諸事項を要約すれば次の様である。

- 1) 諸種の鉾床のうち、硫黄鉾床には特に輪鉾が多く形成されている。
- 2) 輪鉾は熔岩型、頁岩型の2種類に区別できる。
- 3) 熔岩型輪鉾の主な特性は次の様である。
  - i) 同一変質帯でも特定の熔岩に形成され、その産出は極めて多い。
  - ii) 角礫凝灰岩中の安山岩片は熔岩と略々同様な輪鉾であるが、泥流質岩石には不完全輪が多い。
  - iii) 節理と亀裂に規制され、中心部では外形の影響が次第に少くなっている。
  - iv) 輪の間隔に関しては規則性がない。
  - v) 輪鉾1個の大きさは通例 20~30 cm 以上で、輪の太さは 3 mm 以上、1 cm 内外のものが多い。
  - vi) 輪の数は3本内外が普通で、一般に少く、輪の一部が急激に細くなり或は断絶する事があるが、これには規則性がない。
  - vii) 輪に沿って玉葱状に剝離するものが屢々あり、気成作用に基づく硫黄輪の形成されている事すらある。
  - viii) 一見完全な同心円に見えるものでも、どこかに鉾液の通路があつたと思われる点がある。
- 4) 頁岩型輪鉾の主な特性は次の様である。
  - i) 頁岩質凝灰岩中に形成され、その産出は少い。
  - ii) 節理と亀裂に規制され、中心部では外形の影響が次第に少くなっている。
  - iii) 輪の間隔は規則正しく増加している。
  - iv) 輪鉾1個の大きさは通例数 cm 以下の小型なもので、輪の太さは 1 mm 内外のものが多い。
  - v) 輪の数は数本以上で、一般に多く、輪の一部が断絶する場合には規則性がある。
  - vi) 輪に沿って玉葱状に剝離する事がない。
- 5) 熔岩型輪鉾を形成し易い岩石は硫黄作用等により容易に玉葱状構造を示す様になる。この玉葱状構造と熔岩型輪鉾とはその性質が類似している。
- 6) Liesegang 現象の実験結果に対比すると、熔岩型輪鉾は一致しない点が多いが、頁岩型のものは殆んど一致している。

以上の事実から頁岩型輪鉾は拡散作用による週律沈澱であろうが、熔岩型輪鉾の大部分は従来謂われてきた様な Liesegang 現象によるものではない様に思われる。即ち節理の発達した熔岩等が硫黄作用等により玉葱状構造を生じ、この種の亀裂に沿って硫化鉄鉾作用が特によく行われた結果、熔岩型輪鉾が形成された様である。一見同心円に見えるものもどこかに鉾液の通路があり、拡散作用の役割は少かつたものと思われる。

終りに御稿閲を賜わつた 東北大学竹内教授並びに 実験に御協力下さつた 松尾鉾山高校 舩尾開蔵氏に深甚なる謝意を表する。

福島県田村郡御館村一盃山ベグマタイト産  
ユークセン石とチタン鉄鉱の化学成分\*

Chemical compositions of euxenite and ilmenite  
from the Ippaiyama pegmatite,  
Fukushima Prefecture

大森 啓一 (Keiichi Omori)\*\*

長谷川 修三 (Shuzo Hasegawa)\*\*

**Abstract:** Main constituent minerals of the pegmatite are microcline perthite, plagioclase, quartz, muscovite and tourmaline. A considerable amount of platy crystal of ilmenite, sometimes attaining to 10 cm in diameter and 1 cm in thickness, occurs associating with pinkish microcline perthite of which composition is represented as  $\text{Or}_{68.1} \text{Ab}_{31.4} \text{An}_{0.5}$ . Euxenite, less than  $1 \times 3$  mm in size, is found in close association with ilmenite. The results of chemical analyses of ilmenite and euxenite are shown in the table 2 and 4 respectively. Ilmenite has excessive amounts of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  which were derived from the mingling of unmixing hematite and titania mineral (rutile?). The chemical formula of euxenite is calculated as  $(\text{Ca}_{0.10} \text{Mn}_{0.01} \text{Th}_{0.02} \text{Ce}_{0.04} \text{Y}_{0.54} \text{U}_{0.16} \text{Fe}^{+2}_{0.12})_{0.99} (\text{Mg}_{0.03} \text{Fe}^{+3}_{0.05} \text{Al}_{0.02} \text{Ti}_{1.20} \text{Nb}_{0.43} \text{Ta}_{0.25} \text{Si}_{0.08})_{2.06} (\text{O, OH})_{6.34}$ .

## 1. 緒 言

稀土 (主に Y 属元素) 及びウラン等のニオブタンタルチタン酸塩鉱物で (Y, U, etc) (Ti, Nb, Ta) $_2\text{O}_6$  の化学組成を有する鉱物の代表に ユークセン石—ポリクレーズ石系鉱物があり, 分子比 (Nb, Ta) $_2\text{O}_5$  :  $\text{TiO}_2$  が 1 : 3 以下のものを ユークセン石 (euxenite) と呼び, それ以上即ちチタンの多いものをポリクレーズ石 (polycrase) と呼ぶ。

近年本系の鉱物が本邦各地のベグマタイトから産出することが報告<sup>1)~5)</sup> されているが, 稀産鉱物に属し産出量も少く, 且つ化学成分が複雑で, 化学分析の行われた例も少い。筆者等は先に福島県石川町猫啼産のものについて記載し<sup>6)</sup>, ついで同県雲水峯産のものにつ

\* 岩鉱学会, 鉱物学会, 鉱山地質学会連合講演会 (札幌) で一部講演, 1957.

\*\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) 伊藤貞市・桜井欽一編: 日本鉱物誌 (上), 484, 1947.

2) 田久保実太郎・上田健夫・西村新一: 鉱物, 1, 275~290, 1954.

3) 桜井欽一: 鉱物, 2, 130~133, 1955.

4) 岡本要八郎・桜井欽一: 鉱物, 2, 134, 1955.

5) 長島乙吉・桜井欽一: 鉱物, 2, 135~136, 1955.

6) 大森啓一・長谷川修三: 鉱物, 2, 268~274, 1955.

いて報告した<sup>1)</sup>。更に最近、雲水峯の東北約 8 km に位置する一盃山のペグマタイトから、多量のチタン鉄鉱に伴ってユークセン石が産出することを見出したので、これ等の産状や化学組成について簡単に述べる。

## 2. 産地及び産状

一盃山は田村郡御館、二瀬、飯豊三村の境界に位置する標高 855 m の山で、山頂には斑岩が露出している。この附近に広く分布する岩石は黒雲母角閃石花崗閃緑岩と、これより後期の黒雲母花崗閃緑岩とである。ペグマタイトは一盃山の山頂近い西北斜面（御館村字野橋）にあり、現在草野鉱業所によつて珪長石を採掘している。郡山一小野町、須賀川一小野町間にはバスの便があり、前者を利用した場合は柳橋、後者の場合は栃本又は中井で下車して徒歩で達する<sup>2)</sup>。

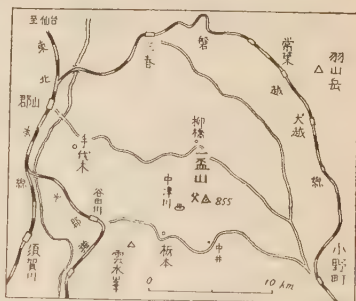
ペグマタイトは一部 porphyritic な中粒の黒雲母花崗岩中に dyke 状をなして存在し、厚さは 3~5m, 5~10° の緩傾斜で東南に傾いている。この走行傾斜にそつて坑道掘によつて長石及び珪石を採掘している。

ペグマタイトの主な構成鉱物は石英、淡紅色の微斜長石パーサイト、白色の斜長石で、之等は一般に混合して存在し、明瞭な pegmatite zoning はみられない。その他、肉眼で識別出来るものとして電気石、白雲母、鉄雲母及びチタン鉄鉱がある。電気石、白雲母が存在することは、阿武隈山地の西側即ち石川、雲水峯、手代木等に分布するペグマタイトとその構成鉱物が類似していることを示し、中央部の羽山岳<sup>3), 4)</sup>、口太山、川俣系列のペグマタイトと異つている。

この一盃山ペグマタイトの特徴はチタン鉄鉱のかなり大きな結晶が相当量存在することである。しかしこのチタン鉄鉱はペグマタイト中に普遍的に存在するのではなく、ある部分に特に密集して存在し、この様な部分の微斜長石パーサイトの赤味は特に濃くなつている。この様にチタン鉄鉱と共生するパーサイトが稍々濃い赤色を帯びることは岩手県鉄山のペグマタイトの例でもみられた<sup>5)</sup>。

ユークセン石はかかるチタン鉄鉱に富む部分に存在し、それと密接に共生してパーサイト中或は石英中に見出されるがその量は少い（第 2 図 (I)）。又この様な部分を顕微鏡で

第 1 図 一盃山の位置



1) 大森啓一・長谷川修三・今野弘：岩鉱，42，256~260，1958。

2) 採掘所より西方約 3km，二ツ石山南麓に中津川鉱泉宿（下滝部落東北 1km）があり、この裏山のスカルンから美しい緑簾石の結晶を産する。（Yokoyama, K.: Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 5, 373~388, 1957）

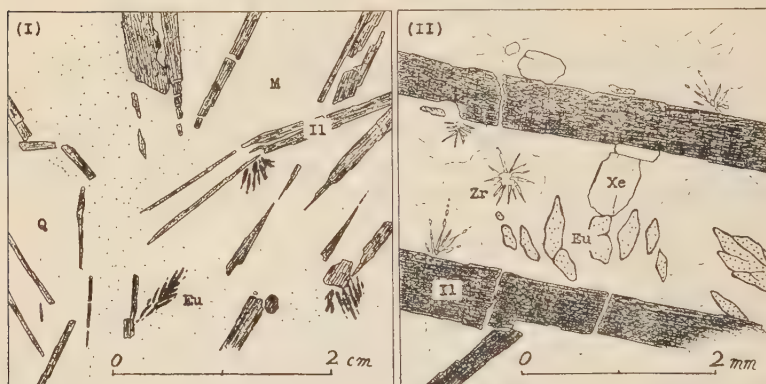
3) 大森啓一・長谷川修三：岩鉱，41，1~9，1957。

4) Hasegawa, S.: Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 5, 346~354, 1957。

5) 大森啓一・長谷川修三：岩鉱，39，91~96，1955。



第2図 ユークセン石 (Eu), チタン鈹鈹 (Il), 微斜長石パーサイト (M), 石英 (Q), ゼノタイル (Xe) 及び, ジルコン (Zr) の共生関係: (I) 研磨片スケッチ, (II) 薄片の顕微鏡スケッチ



第1表 微斜長石パーサイトの化学分析 (分析者, 長谷川, 1956)

SiO <sub>2</sub>	65.34 Wt%
TiO <sub>2</sub>	none
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06
MnO	tr
MgO	none
CaO	0.10
Na <sub>2</sub> O	3.53
K <sub>2</sub> O	11.60
H <sub>2</sub> O(+)	0.22
H <sub>2</sub> O(-)	0.18
Total	100.15
G4 <sup>11</sup> o	2.57 <sub>0</sub>

第2表 チタン鈹鈹の化学分析 (分析者, 長谷川, 1956)

TiO <sub>2</sub>	49.64 Wt%
FeO	35.39
MnO	2.70
MgO	0.24
CaO	none
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11
SiO <sub>2</sub>	0.32
H <sub>2</sub> O(+)	0.21
H <sub>2</sub> O(-)	0.25
Total	99.72
G4 <sup>12</sup> o	4.71 <sub>0</sub>

観察すると, ゼノタイル, ジルコン等が認められる (第1図 (II))。ゼノタイルは粒状をなして単独に存在することが多いが, ジルコンは短柱状の結晶が樹枝状或は放射状の集合をなし特異な形状を呈している。

淡紅色を呈する微斜長石パーサイトは顕微鏡下で, microcline 中に albite の lamellae が細くならんだ perthite texture を示し, その化学分析の結果は第1表に示した通りである。この結果から端成分を求めると Or<sub>68.1</sub> Ab<sub>31.4</sub> An<sub>0.5</sub> となり, これは石川産のパーサイト<sup>1)</sup>の Or<sub>63.8</sub> Ab<sub>33.7</sub> An<sub>2.5</sub> 及び羽山岳産<sup>2)</sup>の microcline perthite

1) 河野義礼: 岩鈹, 15, 55~56, 1936.

2) 大森啓一・長谷川修三: 岩鈹, 前出, 1955.

の Or<sub>65.7</sub> Ab<sub>30.5</sub> An<sub>0.8</sub> に近似している。

### 3. チ タ ン 鉄 鉱

六角板状の結晶をなし、大なるものは径 10cm, 厚さ 1cm に達する。測角に耐えるような自形結晶は少いが、小さな結晶においては底面の他に、r (1011), s (0221) 等の面が認められる。

化学分析の結果を第 2 表に掲げる。これより各成分の原子比を求め、酸化物の分子比を求めると第 3 表 (1) の如くなり、更に (Fe, Mn, Mg) O が全てチタン鉄鉱を形成するものとして  $R^{+2}$  TiO<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を求めると第 3 表の如くなる。これから明かなように一盞山産チタン鉄鉱は純粋の  $R^{+2}$  TiO<sub>3</sub> の成分に一致しないで過剰の TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を含んでいる。

反射顕微鏡下で観察すると、チタン鉄鉱中に白色光輝ある 1 ミクロン程度の格子状 la-

第 3 表 チタン鉄鉱端成分分子比

(1)		
(Fe, Mn, Mg) O	43.7	Mol%
TiO <sub>2</sub>	50.7	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.6	
	100.0	
(2)		
(Fe, Mn, Mg) TiO <sub>3</sub>	77.7	
TiO <sub>2</sub>	12.4	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.9	
	100.0	

第 4 表 ユークセン石の化学分析  
(分析者、長谷川 1957)

	Wt %	Cations	
CaO	1.45	26	265
MnO	0.18	3	
ThO <sub>2</sub>	1.04	4	
[Ce] <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	10	
[Y] <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.46	147	
UO <sub>2</sub>	1.78	7	
UO <sub>3</sub>	10.05	35	
FeO	2.34	33	548
MgO	0.38	9	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	4	
TiO <sub>3</sub>	25.60	321	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	15.02	113	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14.78	67	
SnO <sub>2</sub>	0.39	3	
SiO <sub>2</sub>	1.18	19	
H <sub>2</sub> O(+)	1.67	187	
H <sub>2</sub> O(-)	0.33	—	
Total	99.44	—	
G <sub>4</sub> 21°	5.27 <sub>1</sub>	—	

mellae と小粒状の異種鉱物が包有することが認められ、前者は赤鉄鉱、後者は恐らくルチルと思われ、これ等は固溶体の離溶によって生じたものであろう。この様に化学分析の結果過剰の TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が存在し、赤鉄鉱及びルチルを包有する例は他に内モン産のチタン鉄鉱において確かめられている<sup>1)</sup>。

### 4. ユークセン石

チタン鉄鉱に富む部分の淡紅色パーサイト中にユークセン石の小結晶が樹枝状或は放射状集合体、又は散点状をなして存在する。自形の結晶は見出せず、一般に長さ 3mm, 巾 1mm 以下の紡錘状ないしレンズ結晶の集合である。肉眼的には帯赤黒色で、樹脂光沢が強くチタン鉄鉱と識別できる。顕微鏡下では黄褐色透明で、メタミクトのため等方性である。

1) Omori, K. : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 6, 25~38, 1958.

純粋な試料を得ることは極めて困難であつたが、約 1g の純試料を選別し得て、比重瓶による比重の測定及び化学分析に供した。Nb と Ta の分離定量は容量法を用いた。化学分析の結果及び比重の測定値を第 4 表にかかげる。

この結果は猫啼、雲水峯その他のユークセン石系鉱物の分析結果と大差ない。この結果から原子比を求め X 群元素, Z 群元素にまとめると,

$$X = \text{Ca, Mn, Th, Ce, Y, U, Fe}^{+3} = 265 \text{ (0.99)}$$

$$Z = \text{Mg, Fe}^{+2}, \text{Al, Ti, Nb, Ta} = 548 \text{ (2.06)}$$

$$\text{O} = 1595 \text{ (6.00)}$$

の如く,  $X_{0.99} Z_{2.06} O_{6.00}$  となる。もしも  $\text{H}_2\text{O}_{(+)}$  を考慮に入れると  $X_{0.99} Z_{2.06} (\text{O, OH})_{6.34}$  となり、いずれにしてもこの系の鉱物の化学式  $X Z_2 O_6$  に近似している。尚  $\text{TiO}_2$  と  $(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5$  の分子比を計算すると 1 : 1.1 となり、ユークセン石に相当している。

本邦産ニオブタンタル酸塩鉱物の化学成分上の特徴は、殆んど常に Nb > Ta (重量比) であり、普通  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  の含量が  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  の約 2 倍になっている。Ta > Nb の関係にある鉱物は少数のタンタル石系統の鉱物を除いては見当らない。この問題に関しては後の機会に述べるが、一壺山産ユークセン石は  $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 = 1.02$  となり、両者の含有量は略等しく比較的 Ta の多い種類と云うことができる。

## 5. 要 約

一壺山ベグマタイトは黒雲母花崗閃緑岩中に、厚さ 3~5m の dyke 状をなして存在し、石英、微斜長石パーサイト ( $\text{Or}_{68.1} \text{Ab}_{31.4} \text{An}_{0.5}$ )、白色斜長石を主要構成鉱物とし、その他に少量の電気石、白雲母、鉄雲母、チタン鉄鉱等を伴っている。

チタン鉄鉱は主にパーサイト中に板状をなして存在し、その端成分比は  $\text{Fe TiO}_3$  77.7,  $\text{TiO}_2$  12.4,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  9.9 Mol. % である。この過剰の  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  は離溶によつて生じた赤鉄鉱及びルチルの混在によるものであろう。

ユークセン石は  $1 \times 3 \text{ mm}$  程度の小結晶が樹枝状、放射状集合体としてチタン鉄鉱に伴つて産し、その化学式は  $(\text{Ca}_{0.10} \text{Mn}_{0.01} \text{Th}_{0.02} \text{Ce}_{0.04} \text{Y}_{0.54} \text{U}_{0.16} \text{Fe}^{+2}_{0.12})_{0.99} (\text{Mg}_{0.03} \text{Fe}^{+3}_{0.05} \text{Al}_{0.02} \text{Ti}_{1.20} \text{Nb}_{0.43} \text{Ta}_{0.25} \text{Si}_{0.08})_{2.06} (\text{O, OH})_{6.34}$  である。

終に臨み、本鉱物の採集に協力された島根大学講師横山鼎氏、便宜を与えられた草野鉱業所に対して謝意を表する。尚本研究の一部には文部省科学研究費が用いられた。



## 本邦玄武岩および粗面玄武岩の晶洞 (II)

## Druse in basalt and trachybasalt of Japan (II)

太 田 良 平 (Ryohei Ota)\*

## 6. 福岡市残島の晶洞

1) 産状 残島は博多湾内にあり海拔約 200 m の南北に細長い島でこの島の海拔約 100 m 以上の部分はほとんど平坦に分布する粗面玄武岩の熔岩流から成り、その下位には島の北部の約 3 分の 1 の区域は花崗岩、中部の約 3 分の 1 の区域は変成岩、南部の約 3 分の 1 の区域は第三紀層がそれぞれ占めている。この粗面玄武岩に晶洞鉱物を産する事実は福岡県鉱物誌に既に記載されている。残島の粗面玄武岩をその外観から区別すると灰褐色のものと黒色のものと 2 種があり、前者は主として島の北半部に、後者は主として島の南半部に分布していて晶洞鉱物は前者中に見出され後者中には全く見出されない。晶洞鉱物の産地は島の中央部東側斜面の中腹にありかつ大泊部落の南方約 600 m の石切場で、緻密質の灰褐色粗面玄武岩から成り節理は著しくなくやや流状構造が認められ、しばしば前記の黒色粗面玄武岩を外來岩片様に包有している。他の石切場でも晶洞を認めたがあまり著しくなかつた。

2) 母岩 灰褐色粗面玄武岩とこの中に外來岩片様に包有された黒色粗面玄武岩とを鑒下で比較すると、両者には本質的の相違がなく造岩鉱物の種類・大きさおよび石基の組織等はほとんど同様であるが、前者は新鮮であるに反し後者は多少変質し有色鉱物の一部を交代しあるいは石基鉱物の間隙を充て多少の緑泥石を生じている。これはマグマが元來から揮発性物質に富んでおり固結に当りその大部分は気化しあるいは晶洞を形成したが一部は残存したためであつて、後者は外來岩片ではない。灰褐色玄武岩のうち晶洞を全く認めない緻密な部分を検鏡すると普通輝石含有角閃石橄欖石粗面玄武岩に属し、斑晶は橄欖石および角閃石から成り普通輝石を伴ない、斜長石は小さく斑晶としては見出されない。橄欖石は長さ 0.8 mm 以下の短柱状でやや淡緑色を帯び不規則な割目が発達している。角閃石は長さ 1~3 mm で完全にオパサイト化し原鉱物は残存せず磁鉄鉱・輝石その他の微細粒の集合から成るが、結晶外形はよく保存されている。角閃石は橄欖石とはほぼ等量にあり稀に橄欖石を包有している。普通輝石は長さ 0.5 mm 以下の柱状で淡緑色を示す。石基は間粒状組織で析木状の斜長石・柱状または粒状の普通輝石・不規則粒状の磁鉄鉱・少量の橄欖石および副成分鉱物から成り斜長石の外縁にはアルカリ長石が附着している。しばしば淡黄~黄褐色の著しい多色性を示す黒雲母を伴いこれは比較的粗粒部に多い。次に晶洞に富む部分を観察すると先づ気がつくことは緻密な部分に比較して石基鉱物は一般に大形である。緻密な部分の石基斜長石が長さ 0.08~0.2 mm であつたものが晶洞に富んだ部分では長さ 0.1~0.3 mm となつており、化学成分では An 73 前後のもの

\* 工業技術院地質調査所

が An 68 前後になっている。普通輝石では長さ 0.02~0.1 mm であつたものが長さ 0.05~0.14 mm となっている。磁鉄鉱は径 0.01~0.06 mm であつたものが径 0.02~0.15 mm となっている。これはこの部分が揮発性物質に富んでいたためである。そのほか長針状の磷灰石に富んでいることが注意される。

3) 晶洞 晶洞鉱物はパーガス石・金雲母・紫蘇輝石およびチタン鉄鉱の4種であるが顕著ではなく余程丹念に探さなければ見当らない。晶洞の産状には次の3種がある。a 流理間隙に生成したもの、b 熔岩中に点々として見出される大豆〜小豆大の球状孔隙に生成したもの、およびc 熔岩中にしばしば含まれているうづら豆大以下の珪質外来岩片の周辺に生成したもの。これらのうちaは最も普通にみられbは少くcは稀である。aの間隙は長さ1~3 cm で厚さはきわめて薄く、晶洞鉱物のうち金雲母が最も多く大きさも径2.5 mm 以下でかつ顕著であるに反しチタン鉄鉱・紫蘇輝石・パーガス石等は顕微鏡的で肉眼では目につかない。これら諸鉱物の上に長さ1.5 mm 以下の細針状で白色の沸石(曹達沸石?)が交錯し多数生成している。チタン鉄鉱は径1.0 mm 以下の鉄黒色厚板状結晶で稀に負晶を示す。パーガス石は長さ1 mm 以下の黄褐色柱状結晶である。チタン鉄鉱と金雲母とはほとんど同時期の晶出らしい。紫蘇輝石は長さ1 mm 以下の淡緑色扁平柱状結晶で明らかに金雲母の上に附着している。なお稀に鐘乳状白色不透明の蛋白石が見出される。パーガス石と他鉱物との関係は不明であるが、他産地の事例ではパーガス石は常に金雲母よりも先である。諸鉱物の晶出順序を第6図に示した。

第6図 残島産晶洞鉱物の晶出順序



上記諸鉱物の光学恒数は次のようである。パーガス石  $\beta = n.d.$ ,  $(- )2V = 76^{\circ} 80^{\circ} 82^{\circ}$  平均  $79.3^{\circ}$ ,  $c \wedge Z = 19^{\circ} 20^{\circ}$  平均  $19.5^{\circ}$ 。金雲母  $\beta \rightleftharpoons \gamma = 1.563 \sim 1.565$  平均  $1.5640$ ,  $(- )2V \rightleftharpoons 0$ 。紫蘇輝石  $\alpha = 1.698 \sim 1.703$  平均  $1.7005$ ,  $\beta = 1.706 \sim 1.711$  平均  $1.7085$ ,  $\gamma = 1.713 \sim 1.718$  平均  $1.7155$ ,  $(- )2V = 55^{\circ} 56^{\circ} 57^{\circ}$  平均  $56.0^{\circ}$ 。b ではチタン鉄鉱・パーガス石および紫蘇輝石がそれぞれ単独に孔壁に附着しておりいづれも小さくかつ少ない。金雲母は認められなかつた。c では珪質外来岩片の周囲が草緑色の普通輝石の微粒から成る皮膜(厚さ 0.2~0.3 mm) で包まれ、これが熔岩に包有され熔岩との間に稀に約 0.8 mm 以下の細隙が存在する場合があります。その孔壁に生成したものである。金雲母・チタン鉄鉱等も見出されたが何れも顕微鏡的の大きさでかつ少い。

4) 考察 母岩は普通輝石含有角閃石橄欖石粗面玄武岩であり後述の関山では角閃石含有橄欖石粗面玄武岩、また前記の六連島では角閃石橄欖石粗面玄武岩であつて、これら3産地以外の諸例が福川を除きいづれも橄欖石玄武岩〜粗面玄武岩であるのに比較し特異である。斑晶角閃石が斑晶橄欖石と共存しているばかりでなく石基に黒雲母または緑泥

石が認められマグマ自身が元来から揮発性物質に富んでいたと推察され、また斑晶角閃石のオパサイト化による揮発性物質・アルカリ等の再添加が考えられる。この産地の粗面玄武岩に灰褐色のものと黒色のものと両種があり前者に限り晶洞を産し後者には見出されないが、両者は本質的には異ならず後者は揮発性物質が大気中に発散または、晶洞を形成することなく残存したものである。この現象は残島や関山ばかりではなく他産地でも小規模に認められるがこの両産地では特に著しい。この熔岩の中に珪質外来岩片が包有されマグマと反応した形跡が著しい事実は注意すべきであり、またマグマ自身が元来から揮発性物質に富んでいたことも重要である。晶洞母岩の記載から推察するとこのマグマは地下において花崗岩質 マグマと混合 または 酸性深性岩を混成しやや進化が行われて後に噴出したように思われる。

## 7. 下関市関山の晶洞

1) 産状 この産地は下関市街北東端にあり 海拔約 100m の丘陵の中腹に位置する石切場で松本唯一が発見し、その後筆者が現地に赴いた。石切場の岩石は灰青褐色で緻密質の粗面玄武岩で附近には他に黒色の粗面玄武岩も分布している。露頭は少いが土壌の色から推察すると 黒色粗面玄武岩の分布は 広く灰青褐色粗面玄武岩の 分布はほとんどこの石切場附近に限られているようである。両者が直接する露頭は見当らなかった。

2) 母岩 この粗面玄武岩の外観および 鏡下の性質はもちろん晶洞鉱物の種類および組合せにおいても残島産のものに酷似している。すなわち晶洞は灰青褐色粗面玄武岩にのみ含まれ、またこの灰青褐色粗面玄武岩中に黒色粗面玄武岩が外来岩片様に含まれている点において、黒色粗面玄武岩は鏡下において灰青褐色粗面玄武岩と本質的には異ならないが緑泥石に富んだものである点において、灰青褐色粗面玄武岩中に輝石粒の皮膜で包まれた珪質外来岩片が見出される点においてそれぞれ似ている。しかしこの灰青褐色粗面玄武岩は角閃石含有熔岩粗面玄武岩であつて角閃石は少なく稀にしか認められない。石基有色鉱物は紫蘇輝石と普通輝石とがほぼ等量に見られる。本岩の晶洞のない緻密な部分の石基と晶洞に富む部分の石基とを比較すると、後者の造岩鉱物は前者のそれよりも一般に大形であり、また諸鉱物の光学的性質も残島産のものによく似ている。

3) 晶洞 この産地の晶洞は量において残島産のものほど顕著でなく、熔岩の流理間隙に生成したものおよびほぼ球状孔隙に生成したものの 2 型がある。晶洞鉱物はパーガス石・金雲母・紫蘇輝石およびチタン鉄鉱の 4 種である。流理間隙は長さ 1~3cm でその中に径 1~1.5mm の金雲母が多量に生成しており、他にパーガス石およびチタン鉄鉱が顕微鏡的の大きさで少量見出されパーガス石は金雲母より早期の晶出である。球状孔隙は大豆以下の大きさでその中にチタン鉄鉱および紫蘇輝石が生成しており金雲母は認められなかった。これら諸鉱物の光学恒数は次のようである。紫蘇輝石  $\beta = 1.713 \sim 1.714$  平均 1.7135,  $(-2V) = 52^\circ 52' 53''$  平均  $52.3^\circ$  金雲母  $\beta = \gamma = 1.569 \sim 1.570$  平均 1.5695,  $(-2V) = 0$ 。なおパーガス石は微細のため測定できなかった。

4) 考察 この産地の晶洞は残島の場合に酷似し恐らく同様の成因であろう。両産地を通じ流理間隙中の晶洞は球状孔隙中の晶洞に比較し金雲母が顕著である。これに似た例は倉吉でも見られた。

## 8. 佐世保市烏帽子岳の晶洞

1) 産状 烏帽子岳は佐世保市街の東方約 3km に位置し 海拔 568.3m で玄武岩の



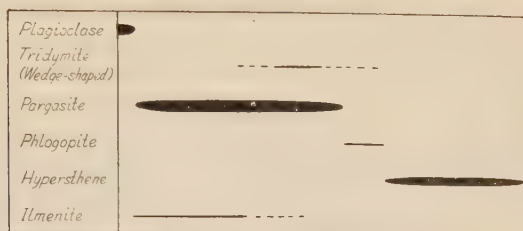
熔岩流から成る。沢村孝之助はこの玄武岩に晶洞鉱物を発見し資料を筆者に恵与した。この玄武岩は全体が灰褐色を示し径 0.2~1.0mm の橄欖石斑晶が顕著に散在し斜長石斑晶は判りにくく注意すべきことは石英の外來結晶に富んでいる。この岩石中に径 20mm・厚さ 0.7mm 程度の不定形の外來岩片が 1 個含まれ母岩にはほとんど附着せず厚さ 0.5~2.0mm の孔隙で隔てられており、この孔隙は晶洞鉱物でほとんど全く充填されている部分もあるがまた中央に空間部を残していることもある。晶洞鉱物は斜長石・パーガス石・紫蘇輝石およびチタン鉄鉱から成り鱗珪石および金雲母を伴い、これら諸鉱物の上に曹達沸石の針状結晶が多く生じている。

2) 母岩 鏡下に検すると橄欖石玄武岩に属し斑晶は斜長石および橄欖石から成る。斜長石は長さ 1~2mm で結晶外形のはつきりした柱状を示し累帯構造が見られ中核部は An 75~72 であるが縁辺ほど An 分子を減じ最外縁は An 60 内外である。橄欖石は長さ 1~2mm の短柱状で淡緑色を示しやや熔蝕されまた外縁および割目にそいイディングス石化し、きわめて稀に粒状輝石の反応縁が認められる。石基は間粒状組織を示し長さ 0.2~1mm の析木状の斜長石 (An 55~50)・長さ 0.3mm 以下の短柱状の橄欖石および長さ 0.2mm 以下の柱状の普通輝石から成り、なお小形の方珪石が多く点在していてアルカリ長石が僅かに認められる。次に外來岩片を観察すると核心に石英または珪質岩があつたように思われるが明確ではない。これを包む部分は普通輝石と少量の斜長石とから成り微量の磁鉄鉱を伴う。その組織は特異であつて長さ 1~2.5mm の細長い柱状の普通輝石が外來岩片の表面に垂直にほとんど密生して並び、その僅かの間隙を埋め普通輝石の一部を包有した形でこれより粗粒 (長さ 1.5~2.5mm) の斜長石が少し見出される。この普通輝石の光学恒数は次のようである。(・) 2V=44° 44° 44° 46° 47° 48° 平均 46.6°, c $\wedge$ Z=42° 42° 42° 平均 42.0°。またこの斜長石の化学成分は An 55~53 である。磁鉄鉱は径 0.15mm 以下で普通輝石中にも包有されている。注意すべきことは普通輝石および斜長石はしばしば歪を受けており窮屈な状態で生成したと思われ、また普通輝石の一部はパーガス石により交代されていて、なお斜長石中には燐灰石の長柱状結晶がしばしば包有されている。孔隙には晶洞鉱物として斜長石・パーガス石および紫蘇輝石が生成し斜長石の外縁にはアノソクレスが僅かに附着していることがある。なお双眼顕微鏡で観察すると岩石薄片では認められなかつた楔状鱗珪石および金雲母が見出されたが何れも少量である。

3) 晶洞 晶洞諸鉱物は 2 種以上が直接して現われる場合が少ないので晶出順序はあまり明確ではないがやや大膽に図示すると第 7 図のようである。斜長石は長さ 1~2.3mm の柱状を呈しバルサム の屈折率との比較から化学成分を推定すると恐らく中性長石に属する。パーガス石は長さ 0.3~1.7mm の淡褐色柱状結晶である。 $\beta=1.636\sim1.638$  平均 1.6370, (・) 2V=76° 77° 平均 76.5°, c $\wedge$ Z=21° 21° 22° 平均 21.3°。紫蘇輝石は長さ 0.3~1.5mm の淡緑色扁平柱状結晶である。 $\beta=1.713$ , (-) 2V=54° 54° 平均 54°。チタン鉄鉱は鉄黒色不透明で径 0.2~3mm の六角厚板状結晶でしばしば負晶がみられる。

4) 考察 玄武岩・粗面玄武岩または安山岩等の中に石英粒または珪質岩片が取込まれると輝石粒から成る皮膜で包まれこの皮膜が直接または孔隙を隔てて熔岩に接し、その孔隙に晶洞鉱物を生成する例はしばしば認められる所であるが、この産地はこれが顕著に

第 7 図 烏帽子岳産晶洞鉱物の晶出順序



見られる事例と思われる。石英粒または珪質岩片がマグマ中に取込まれると含有していた揮発性物質はガス化して膨張してマグマとの間に孔隙を生じ、またマグマの方でも低温物質を取込んだために結晶作用がすすみ揮発性物質が遊離する。揮発性物質は珪酸・アルカリ等を伴いこの孔隙に濃集し晶洞を形成するようになる。アルカリ岩系の粗面玄武岩の石基には方珪石は認められず、また晶洞にも珪酸鉱物を晶出することは特殊な場合を除き通常はないが、この産地の玄武岩はカルクアルカリ岩系であり石基に方珪石を有した晶洞にも珪酸鉱物を有する。また晶洞鉱物は斜長石を産することから考えると外来岩片の核心には花崗岩に近い珪長質岩石があるものと思われる。

## 9. 山口県福川の晶洞

1) 産状 この産地は阿武郡福川村鶴が谷<sup>あつし</sup>にあり大沢農が資料を採集し筆者に恵与した。この産地は萩市の東方約 10km に当り、また杉健<sup>あつし</sup>の研究により有名な笠山から東方やや南偏し約 12.5km を隔てている。大沢の作製した地質図によると母岩の玄武岩は古生層の上に直接載り熔岩台地地形を示す。酸性深成岩類はこの地方の諸所で古生層を貫いて露われこの産地から最も近いものは北東方約 1.2km の場所から北東方一帯に広く分布している。資料は挙大の堅硬な数個の玄武岩でその内の 1 個に晶洞がみられる。この晶洞を含む岩塊は不均質で一端の部分は暗緑色を呈し緻密質であるが、他の大部分は暗青色を呈し多孔質で径 1mm 以下のほぼ球状の孔隙に富む。これら両部分の境は比較的明瞭であるが両部分それぞれにおいては個々の斑晶は明瞭ではない。孔隙を双眼顕微鏡で検すると晶洞鉱物は何れも小さいため判別は難しいが、径 0.8mm 以下の金雲母がやや顕著に認められそのほか径 0.15mm 以下の光沢ある鉄黒色で 6 角板状のチタン鉄鉱が散在しパーガス石を伴っている。また斜長石の白色柱状結晶および普通輝石の灰緑色柱状結晶も認められるが、後述するように石基形成の末期のものらしく晶洞期にも引続いて晶出していたかも知れない。

2) 母岩および晶洞 産地附近に分布し晶洞を全く有しない緻密な玄武岩は全体が濃青黒色を呈し個々の斑晶はほとんど認められないが、稀に長さ 0.8mm 以下の斜長石・長さ 1mm 以下の橄欖石・長さ 2mm 以下の角閃石などが点々と見出され、また径 1mm 以下の石英が輝石粒に包まれて認められることがある。鏡下に検すると両輝石含有角閃石橄欖石玄武岩で斑晶は斜長石・橄欖石・角閃石から成り後 2 者はほぼ等量にある。微斑晶として紫蘇輝石および普通輝石が共に多量にある。斜長石 (An 75 内外) は長さ 0.

5~0.8mm の長柱状でやや汚濁し累帯構造は著しくない。著しく円味を帯びたものも見出されるがこれは外来結晶であろう。橄欖石は径 1mm 以下の短柱状を示し淡緑色で単斜輝石の微粒から成る反応縁を有することがある。角閃石は全くオパサイト化されしばしば両輝石稀に橄欖石を包有している。両輝石が平行連晶をなすものが少からず見出されるがこれは混成作用が著しかったことに原因する。石基は間粒状組織を示し析木状の斜長石・短柱状の橄欖石・柱状または粒状の普通輝石・少量の紫蘇輝石および粒状の磁鉄鉱等から成り、方珪石およびアルカリ長石が僅かに認められる。なお注意を惹くことは径 0.7mm 以下の石英の外来結晶がしばしば見出され、その外縁は単斜輝石の微粒によつて常に厚く包まれており石基と反応した形跡が著しい。また石英の一部は鱗珪石化している。次に既述の晶洞をもつた 1 個の岩塊を検鏡すると、暗緑色部は粗粒の普通輝石の集合から成り普通輝石は何れも暗青色部の領域に向い樹枝状に伸長し、1 個の大きさは長さ 5mm 以下で長柱状を呈し例外なく著しい歪を受けているので窮屈な状態で生成したらしい。従つてこの普通輝石は晶洞の生成以前に伸長したものである。光学恒数は次のようである。( )  $2V=53^\circ 55' 55'' 58'$  平均  $55.2^\circ$ ,  $c\wedge Z=55^\circ 56' 58'' 61'$  平均  $57.5^\circ$  この普通輝石の消光角が著しく大きい点は注意すべきであつてかなりソーダに富んだものと思われる。暗青色部は前述のように多孔質ではあるがやや斑状組織が認められ、比較的粗粒で長さ 0.8~1.2mm の斜長石・橄欖石および全くオパサイト化された角閃石の諸鉱物と、比較的細粒で長さ 0.1~0.5mm の斜長石および普通輝石の諸鉱物から成り磁鉄鉱を伴っている。比較的細粒の斜長石および普通輝石はしばしば網目状をなし、また斜長石が孔壁間に橋を架けたように連亘したり孔壁に附着して生成したと思われることがある。これらの場合斜長石の化学成分は  $An\ 68\sim 63$  であるが、しばしばさらに  $An$  分子に近い斜長石 (バルサムの屈折率との比較から推察し中性~灰曹長石) が時にはさらにその上にアノソクレスが附着し孔隙に臨んでいる。普通輝石は淡緑色でやや多色性の認められるものもあり光学恒数は次のようである。( )  $2V=52^\circ 53' 54' 54' 55'$  平均  $53.6^\circ$ ,  $c\wedge Z=47^\circ 49' 50' 51' 52'$  平均  $49.8^\circ$ 。なお僅少な例ではあるがパーガス石が普通輝石を交代して生成しているのが見られた。斜長石の間に挟まれあるいは斜長石中に長さ 1mm 以下の針状時には柱状の磷灰石がやや多く見出される。晶洞鉱物として明らかに決めることのできるのは金雲母およびチタン鉄鉱で極く稀な産出ではあるがパーガス石も晶洞期のものである。斜長石および普通輝石の一部は石基形成の末期から晶洞期にも引続いて晶出していたかも知れない。金雲母の光学的性質は次のようである。 $\beta=\gamma=1.568\sim 1.570$  平均 1.5690,  $X$ =淡黄色  $Y$ =褐黄色  $Z$ =褐黄色。

3) 考察 上記の産状から想像すると中央に外来岩片がありその外側に前記の暗緑色部が少くとも 1.5cm の厚さで取巻き、そのさらに外側に暗青色の多孔質部が 2~3cm の厚さで取巻きさらにその外側に緻密な部分があると思われる。玄武岩~粗面玄武岩および安山岩等中に石英粒または珪質外来岩片が取込まれた場合、単斜輝石の微粒で包まれその外側は母岩に直接することもあるがしばしば多孔質部を隔てている例が認められるが、これが大規模におこつた場合に相当すると考えられマグマとかなり反応している。筆者は外来岩片を実見したわけではないが熔岩を検鏡した場合に石英や斜長石などの外来結晶が見出されるので、恐らく花崗岩に近い珪酸に富んだ岩石例えばアブライトまたはベグマタイトではあるまいか。暗緑色部の樹枝状をなす普通輝石は暗青色部の普通輝石よりも早期

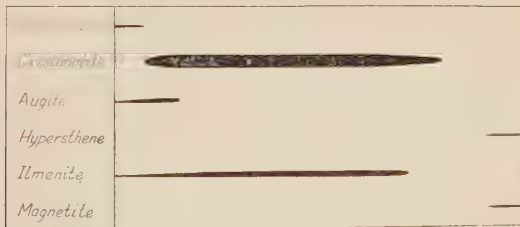


の晶出と考えられ、光学的性質から判断すると後者よりもソーダに富む。これは孔隙生成前に伸長したためであろう。伸長停止後は暗青色部は揮発性物質に富み角閃石の著しい晶出を促しその他諸鉱物も大きく成長したが、地表噴出後の温度圧力の変化により揮発性物質のガス化および角閃石のオパサイト化等により前記の晶洞を生成したと考えられる。

### 10. 佐賀県大野岳の晶洞

1) 産 状 大野岳は西松浦郡南波多村にあり海拔 424 m で玄武岩の熔岩流から成る。沢村孝之助はこの玄武岩に晶洞を見出し資料を筆者に恵与した。この玄武岩は全体が灰褐色を呈し斑状組織はあまり明瞭でないが注意して見ると長さ 0.5 mm 以下の橄欖石の斑晶が点在している。この岩石の流理間隙に晶洞鉱物を産し、晶洞鉱物は方珪石とチタン鉄鉱を主とし斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱を伴うが何れも微細である。これらの晶出順序および共生を観察すると方珪石はチタン鉄鉱と同時に晶出しかつその後まで晶出していたらしい。また稀に淡緑色扁平柱状の微細な紫蘇輝石が方珪石の上に載っているのが見られる。また微細な 8 面体結晶をなす磁鉄鉱が認められることがあるが紫蘇輝石との関係は不明である。なお後述するように岩石薄片では斜長石および普通輝石が認められるが極めて微細である。晶洞諸鉱物の晶出順序を第 8 図に示す。

第 8 図 大野岳産晶洞鉱物の晶出順序



2) 母岩および晶洞 母岩を検鏡すると橄欖石玄武岩に属し斑状組織が認められ斑晶は橄欖石のみで斜長石には斑晶に相当するものはない。橄欖石は長さ 0.8~3 mm の短柱状を示し淡緑色で割目にそいでデングス石化が進んでいて極めて稀に粒状輝石の反応縁を有する。石基は間粒状組織を示し主として長さ 0.2 mm 以下の析木状の斜長石 (An 73~68)・長さ 0.1 mm 以下の柱状または粒状の普通輝石・普通輝石および 4 角または粒状の磁鉄鉱などから成り、なお方珪石が点在して認められアルカリ長石が僅かながら見出される。晶洞に富んだ岩石を検鏡すると粟粒~小豆大で球に近い不定形の珪長質の部分があり、この部分の中央に晶洞がある。この部分のみはガラス基流晶質で造岩鉱物はより粗粒である。すなわち長さ 0.3~0.8 mm の析木状の斜長石 (累帯構造が著しく中核は An 68~60 で外方に向い An 分子を減じ最外縁は An 38~30)・長さ 0.2~0.5 mm の柱状の普通輝石および長さ 0.2~0.6 mm の長柱状のチタン鉄鉱等が褐色ガラス中に見出され、褐色ガラスはやや脱ガラスしていて褐色ガラス中のみならず斜長石中にも細針状の磷灰石が多量に見出される。結晶外形から考え磁鉄鉱と思われるものは極めて少い。孔隙には斜長石 (バルサムの屈折率との比較から推察し恐らく中性長石)・チタン鉄鉱・方珪石お

よび普通輝石等が附着している。この斜長石は孔壁を形成する褐色ガラス等の上に着生し空間に対して結晶外形を示し、しばしば斜長石の縁辺にアノソクレスが附着している。普通輝石は少量かつ小形で淡緑色を示しやや多色性が認められる。 $(+ )2V=n.d.$ ,  $c\wedge Z=48^{\circ}53'$  平均  $50.5^{\circ}$ 。

3) 考察 筆者は現地を踏査したことがなく資料は 1 個であるからこの晶洞の成因を論ずるには材料が不十分である。北九州から山陰にかけて分布するカルクアルカリ岩系の玄武岩は石基に微細な方珪石を有するが、晶洞中に多量の珪酸鉱物を晶出することは単なる結晶分化作用によつては考えることができない。この場合鏡下の観察および晶洞鉱物の組合せ等から推察し恐らく花崗岩質岩石を熔融しその化学成分がマグマ中にほとんど拡散することなく、この部分から晶洞を形成したと思われる。揮発性物質は外来岩片中に元来から含まれていたものばかりでなくマグマから遊離してきたものも含む。前記の珪長質の部分にチタン鉄鉱はあるが磁鉄鉱はなくかつ燐灰石に富む点は注意すべきである。

### 11. 唐津市石高山の晶洞

1) 産状 石高山は唐津市域の南西隅に位置し海拔 271 m で附近では最も高く石切場として稼行されている。この産地は昭和 29 年に松井和典が発見しその後筆者が訪れた。産地附近は海拔 200~270 m の丘陵が起伏し玄武岩の熔岩流から成り花崗岩および新第三紀層の上に直接載っている。

2) 母岩 一般に緻密質で濃灰色を呈し結晶度はやや高く長さ 1 mm 以下の斜長石および橄欖石の斑晶が点在している。鏡下に検すると橄欖石玄武岩に属し斑晶は斜長石と橄欖石とから成る。斜長石 (An 74 内外) は長さ 2 mm 以下の柱状を示し累帯構造は著しくなく橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱等を包有している。橄欖石は長さ 2 mm 以下の短柱状で淡緑色を示し部分的にイデイングス石化している。石基はオフィティック組織で長さ 1.5~3 mm の普通輝石の主品の内に長さ 0.7~1.5 mm の析木状の斜長石 (An 60~55) および長さ 0.2 mm 以下の短柱状または粒状の橄欖石や磁鉄鉱が客晶して含まれていて、これらの間を埋め微細な方珪石が見出される。なおこの濃灰色玄武岩中に拳大以下の大きさの真黒色の部分が外来岩片様に包有されていることがあるが、これは外来岩片ではなく揮発性物質が大気中に放散されることなく緑泥石その他として残存したによる。この岩石を注意して観察するとしばしば晶洞が見出され、その産状は他産地の例とはやや異っている。すなわち緻密な岩石中に大豆〜うづら豆大のほぼ球状の孔隙が多数集合しその内のあるものは相連絡していて、このような多孔質の部分が高さ 10~30 cm (最大 1 m 余) のほぼ円筒状をなして立つており、この円筒状をなす多孔質部の上方は地表には抜けていない。晶洞はこのような孔隙に認められ、熔岩の固結に際し熔岩から分離した揮発性物質が斑点状に集り地表に抜けきらなかつたものである。従つて熔岩は固結当時比較的静かな状態が保たれていたと思われる。晶洞に富んだ多孔質の部分鏡下に検すると組織・鉱物組成および大きさ等において著しい特異性を有する。斑晶部と石基部との区別はなく全体の組織がガラス基流晶質で造岩鉱物は前記の緻密質の部分の石基鉱物に比較して著しく大きくなり斜長石・橄欖石・普通輝石・チタン鉄鉱および褐色ガラスから成り、褐色ガラスは脱ガラスしてなお少量の磁鉄鉱を伴う。これら諸鉱物は緻密質の部分の石基鉱物が著しく成長したものに相当する。斜長石は長さ 0.6~3 mm の長柱状で清純であり化学成

分は An 40~35 で縁辺ほど急激に An 分子を減じ An 30~25 であつて、その外縁にアノーソクレスが附着していることがある。しかし他鉱物中に包有されているものには An 60 内外のものがある。橄欖石は長さ 0.5~2mm の柱状で淡緑色を示しイデイングス石化はほとんど見られない。普通輝石は長さ 0.3~1.5mm の柱状で淡緑色を示す。チタン鉄鉍は長さ 1~5mm の針状を呈し 0.5mm 内外の間隔で数~10 本が平行して見出されることがある。これら平行群が橄欖石の結晶と直交してしばしば見出され、この場合チタン鉄鉍はいつでも橄欖石結晶の縁辺部を貫ぬくが中核部を貫ぬいていない。従つてチタン鉄鉍は橄欖石晶出期の中ば頃から恐らく平行連晶をなして晶出し始め、橄欖石晶出終了後も引続いて晶出していたのであろう。なお褐色ガラス中に細針状の磷灰石が多量に見出される。

3) 晶洞 晶洞鉱物はチタン鉄鉍と磷珪石であるが後者は極く少い。なお晶洞中に長さ 1~2mm で柱状の斜長石と径 1~6mm で薄板状のチタン鉄鉍とが相交錯して顕著に生成しているが、前述のように孔隙固壁の石基部中に晶出したものの一部がそのまま孔隙中に突出したもので晶洞鉱物とは言い難い。晶洞に見られるチタン鉄鉍はこの大形のものと異り径 0.2mm 以下の微細な六角板状をなし孔壁に附着したりまた大形の斜長石やチタン鉄鉍の上に載っている。磷珪石は薄片中で見出されたに過ぎず少量である。そのほか少量の沸石が生成しているが普通沸石らしい。採集した資料のうち普通輝石大晶を含むものを認めた。これを双眼顕微鏡下で見ると斜長石・普通輝石およびチタン鉄鉍の良存な結晶形が認められる。斜長石は長さ 2mm 以下の柱状・普通輝石は長さ 3mm 以下の暗褐色柱状・チタン鉄鉍は径 2.5mm 以下の黒色薄板状を呈し相交錯して生成していて晶出順序を決め難い。しかしこれらの大部分は石基形成の末期に生成したもので或は晶洞生成期に引続いていても知れないが厳密には晶洞鉱物とは言い難い。この部分を鏡下に検すると斜長石・橄欖石および普通輝石の 3 者が網状に連絡し時にはこれら諸鉱物の間に褐色ガラスやチタン鉄鉍物を伴つていて、全体として著しく多孔質であり斜長石や普通輝石は結晶の一部が空間に突出していることがある。斜長石は長さ 0.8~3.0mm の柱状を呈し普通輝石中に包有されているものには An 55 内外の化学成分のものがあるが、ガラス中に生成したものは An 40 内外の化学成分であつて外縁に微量のアノーソクレスが附着していることがある。橄欖石は長さ 0.2~0.8mm の短柱状で淡緑色を示し部分的にイデイングス石化している。これに反し普通輝石は一般に大形で時には長さ 5mm に達し前記両鉱物を包有し時にはオフィティック組織を示す。淡緑色で多色性は極めて弱い。光学恒数は次の通りである。(・)  $2V=53^{\circ} 54' 54'' 56' 57''$  平均  $54.8^{\circ}$ ,  $c\wedge Z=51^{\circ} 51' 52''$  平均  $51.7^{\circ}$  褐色ガラスは脱ガラスしており、チタン鉄鉍は長さ 0.5~1.5mm の針状を呈する。

4) 考察 この産地の晶洞には流動の痕はなく薄片の観察からも晶洞鉱物は比較的静かな状態で晶出したと思われる。母岩には混成作用の行われた直接の証拠は認められなかったが、元来から揮発性物質に富んでいたことはこの熔岩中に前述の真黒色部を有することからも推察される。晶洞鉱物の種類および共生関係は倉吉・残島・田倉山その他で見られるものと異り高温性であり、鏡下における晶洞附近の石基の観察や晶洞鉱物の組合せは大野岳の場合とよく似ている。従つてこの晶洞の成因は大野岳の場合とほぼ同様であつて、恐らく花崗岩質の岩石を熔融しその化学成分がマグマ中にあまり拡散することなく晶

洞を形成したと考えられる。また大野岳の場合よりもやや低温であつたらしい。既述のようにこの熔岩のマグマ溜は花崗岩中にあると想像される。

## 12. 総 括

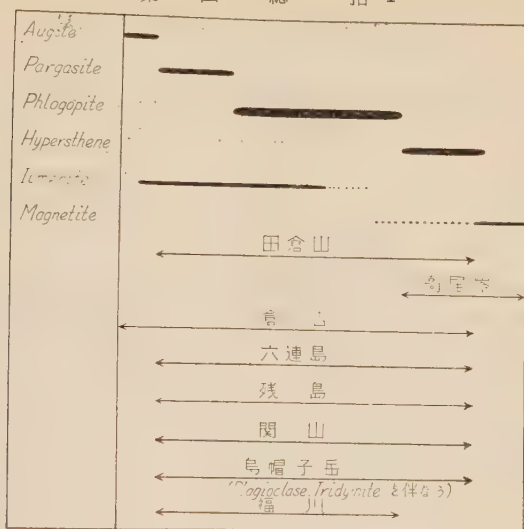
富士火山帯南帯の玄武岩には 晶洞鉱物の産出は非常に少なく日本鉱物誌によると伊豆大島の波浮港および岡田村の 2 カ所が挙げられているのみで、いづれも微細な方珪石を産するにとどまる。この玄武岩は珪酸に就き過飽和であるため結晶作用の末期に石基または孔隙に方珪石として晶出したもので、この種の玄武岩には混成作用（特に酸性深成岩の混成作用）の影響はほとんど認められず、このことは地質学のおよび地球物理学的見地からも確められている。これまで記述した 10 カ所の産地はいづれも山陰から北九州にかけて分布する玄武岩および粗面玄武岩に限られており、成因的に地域的に前者とは異り混成作用の影響が著しい。なお晶洞鉱物産地は以上の他に文献によると次ノ諸産地がある。パーガス石および金雲母：福岡県相ノ島<sup>1)</sup>・山口県見島<sup>2)</sup>・島根県大根島<sup>3)</sup> および鳥取市北方郊外<sup>4)</sup>、金雲母：福岡県速賀郡日峯山（松本唯一の談話による）。なおほかに福岡県鉱物誌・平戸図幅説明書および呼子図幅説明書にも産地の記載がある。久野は地球上で見られる主な火成岩をその成因によつて次の 3 岩系に分類した。a ソレアイト質岩系、b カルクアルカリ岩系および c アルカリ岩系。多数の岩石学者は種々の火成岩の本源マグマとして a の本源マグマすなわちソレアイト質マグマと c の本源マグマすなわちアルカリ橄欖石玄武岩マグマとの 2 つを仮定している。b の本源マグマに就ては種々の意見があるが、久野は a のソレアイト質マグマからでも c のアルカリ橄欖石玄武岩マグマからでも花崗岩質岩石または珪酸質堆積岩を取込みこれを同化した場合に生ずると述べた。前述の富士火山帯南帯の玄武岩はソレアイト質岩系またはカルクアルカリ岩系に属する。山陰～北九州にかけて分布するものは主としてアルカリ岩系の粗面玄武岩に属ししばしばこれに伴いカルクアルカリ岩系の玄武岩が見出される。これらの玄武岩～粗面玄武岩に就ては富田・杉その他によつて既に論じられ、またいわゆる石英玄武岩に就てはアルカリ橄欖石玄武岩マグマから珪質岩の同化作用によつて導かれたものとされている。本文で述べた各産地の母岩の記載を通覧するとアルカリ岩系に属するものとカルクアルカリ岩系に属するものの両方があるが、アルカリ岩系に属するものでも典型的な粗面玄武岩ではなく混成作用の影響（珪質外来岩片 および 酸性斜長石・角閃石・石英等の外来結晶の混入）が認められる。カルクアルカリ岩系に属するものでも典型的な玄武岩ではなく石基には方珪石と共に橄欖石やアルカリ長石が存在し同じく混成作用の影響が認められる。以上は注意すべき事実である。玄武岩～粗面玄武岩の晶洞鉱物の成因および産状は複雑に亘り簡単な法則によつてすべての場合を律することはできないが、晶洞鉱物の種類・晶出順序・共生等をみると共通性のみられる場合が少なくないので、既述の觀察を総括し第 9 図および第 10 図を作製した。第 9 図は珪酸鉱物を伴わない場合で第 10 図は伴う場合である。第 9 図では田倉山・高尾峯および倉吉では酸性深成岩の混成の証拠が直接に認められる。残島・関山および恐らく六連島の場合は マグマが元来から揮発性物質に富んでいたものであるが、珪質外来岩片が認められ混成作用に関係があると思われる。以上諸産地の母岩はいづ

1) 竹下 寿：趣味の地学，5，4号，1952.

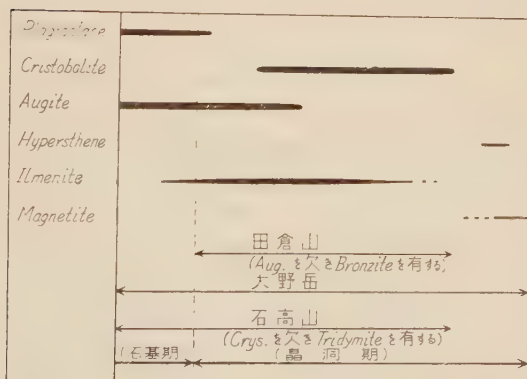
2) 3) 4) 松本唯一：Jap. Jour. Geol. Geogr., 19, Sp. Pap., No.1, 1943.



第 9 図 総 括 I



第 10 図 総 括 II



れもアルカリ岩系に属す。烏帽子岳と福川の場合はカルクアルカリ岩系に属し、いずれも珪質外来岩片と熔岩との間隙に生じたもので、いずれも晶洞鉱物の種類からいえば第 10 図の場合にやや近い。第 10 図においては田倉山を除き石高山および大野岳はカルクアルカリ岩系に属し、3 者はいずれも晶洞珪酸鉱物を含有している。珪質外来岩片を全く熔融しこの化学成分がマグマ中に著しくは拡散することなくこの部分から珪酸鉱物その他を晶出したものと思われる。なお諸晶洞鉱物の特性に就ては“本邦火山岩の晶洞”(後報)に述べる予定である。

# 藍閃石質広域変成作用の化学的な特質

## Chemical characteristics of glaucophanitic regional metamorphism

関 陽太郎 (Yôtarô Seki)\*

**Abstract :** The regional metamorphism which produces glaucophanites can be regarded as metamorphism under low temperature and high pressure. It has been expressed by many authors including the present writer that the glaucophanites have no special characteristics in the chemical composition.

However, it is evident from the statistical study of the available chemical data that the metamorphic rocks, especially the green schists in the glaucophanitic regional metamorphic terrains have generally higher content of  $\text{Na}_2\text{O}$  and higher ratio of  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  than the metamorphic rocks subjected to other types of regional metamorphism. These features are considered to be due to the soda-metasomatism and rather high water vapour pressure prevailing in some glaucophanitic regional metamorphic terrains.

### 1. はじめに

先に書いた、「藍閃石片岩相について」<sup>1)</sup>の中で、筆者は、藍閃石片岩形成のための要因は、特殊な物理条件であり、**藍閃石片岩そのもの**には、何ら、他の角閃岩または緑色片岩の化学組成とかわるものではないとのべた。同じことは、都城らによつても最近のべられた<sup>2)</sup>のみならず、すでに 1901 年に H. S. Washington によつても気付かれていた<sup>3)</sup>。

広域変成作用とよばれうるものをみると、藍閃石片岩を全く含まないものと (Dalradian type のものなど)、それを産する型とに大きくわかれたる。後者は、いわゆる藍閃石質広域変成作用であり、前者は、この見地からいえば非藍閃石質広域変成作用と呼びうるであろう。両者の間には、藍閃石片岩の有無のみならず、伴う火成作用や、変成作用の時代などで相当はつきりした差が認められる。従つて、両者の中間型のものの存在は当然予想されうるとしても、このような、広域変成作用の2つの型への区分は、決して、偶然なもの、または、思いつきのものではなく、広域変成作用というものの本質にふれるものであると考えられる。また、著名の岩石学教科書のほとんどすべてがのべているよう

\* 埼玉大学文理学部地学教室

1) 関 陽太郎 : 岩鉱, **42**, 227~238, 1958.

2) 都城秋穂 : 地質, **64**, 146~151, 1958 ; Miyashiro, A. and Banno, S. : Am. Jour. Sci., **256**, 97~110, 1958.

3) Washington, H. S. : Am. Jour. Sci., **11**, 35~59, 1901.

な、「藍閃石片岩は特殊な変成作用の生成物である」という考えに、対立するものである。

藍閃石質広域変成作用が、非藍閃石質のそれよりも、全般的により高压の下に、または、温度上昇にともなう圧力上昇が全般的によりはげしい状態で、行なわれたとしても、両変成作用の間には、このような物理的なちがひがあるだけでなく、なにか、化学的な差もあつたのではないだろうかという疑問は、当然わいてくるであろう。ここでは、その問題についての筆者の見解をのべる。

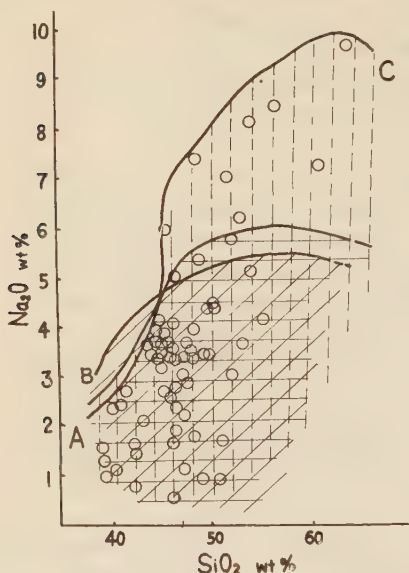
変成作用の時の化学的条件は、できあがつた変成岩の化学組成と、変成鉱物の化学的特徴となつて、あらわれているであろう。したがつて、変成岩の化学成分を比較吟味することは、まず第一にされねばならない。その場合、原岩の種類と化学組成が、できあがつた変成岩の研究から、わりあい簡単に推定できて、原岩の化学成分の散乱が比較的すくないものがのぞましい。たとえば、頁岩や砂岩のようなものは、おなじ頁岩、砂岩であつても相当化学成分のことなるものがあるらしいので、上にのべた意味では、あまり有効ではない。筆者は、このような点で比較的取扱いやすい、塩基性の火山岩または半深成岩、まれには深成岩を原岩とする、いわゆる緑色変成岩をしらべることにした。

その結果、藍閃石質広域変成域中の緑色変成岩は、非藍閃石質広域変成域中のそれらよりも、全体として、 $\text{Na}_2\text{O}$  に富み、且つ、高い  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比をもつことがわかつた。

## 2. $\text{Na}_2\text{O}$ について

藍閃石質広域変成域の緑色変成岩と、非藍閃石質広域変成域の低度の緑色変成岩との間には、K, Ca, Al, Fe, Mg, などに対する相対比としての  $\text{Na}_2\text{O}$  に関しては、ほとんど差異は認められない。しかし、かつて鈴木が行つたように<sup>1)</sup>、 $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  の関係をみると、次のようなことがわかつた：第1図に示したように、藍閃石質広域変成作用をうけた緑色変成岩のこの図で占める範囲は藍閃石を含むと含まないとにかかわらず非藍閃石質広域変成作用によつて生じた緑色変成岩のそれよりも  $\text{Na}_2\text{O}$  の多い部分にひろがつている。そして、後者のような緑色変成岩の  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  図で占める範囲は、新生代およびそれ以前の、アルカル岩が、いわゆるスピライトをふくめた火山岩の占める範囲にほぼ一致するのである。藍閃石質広域変成作用をうけた緑色変成岩の原岩が、アルカリ岩系の火山岩または半深成岩である場合が多いということは日本の三波川帯をふくめたいろいろの地域から知られている。しかし、そのような緑色変成岩の原岩が、アルカリ岩よりも更に多量の  $\text{Na}_2\text{O}$  をもつていたということを示すデータは何も得られていない。また、第1図でわかるように藍閃石質変成域の緑色変成岩全部が  $\text{Na}_2\text{O}$  にとんでいるのではなく、その多くは、非藍閃石質広域変成作用をうけた結果生じた緑色変成岩とはほぼ同じ位の  $\text{Na}_2\text{O}$  をもつているのである。以上のべたような事実から、一部の藍閃石質広域変成作用では、 $\text{Na}_2\text{O}$  の添加 ( $\text{Na}_2\text{O}$ -metasomatism) がともなつたのではないかという疑問が出る。添加されたとすれば、その  $\text{Na}_2\text{O}$  はどこから来たのであろうか。緑色岩にともなう他の種の岩石、たとえば、頁岩、砂岩、チャートなどから移動して来たのであろうか。この間にこたえるにはデータはあまりにもほしいが、藍閃石質広域変成の頁岩、砂岩チャート源の変成岩が、非藍閃石質変成域のそれらよりことさらに少量の  $\text{Na}_2\text{O}$  しかもつていないというようなことは（逆のことは考えられるが）ないようである。とする

1) 鈴木醇：岩鉱，19，123～136，1938。

第 1 図 緑色片岩の  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$  図

藍閃石質変成作用をうけた緑色片岩が、不変成火山岩および非藍閃石質広域変成作用をうけた緑色片岩より一般に多くの  $\text{Na}_2\text{O}$  をもつことを示す。

A : 不変成火山岩のフィールド

B : 非藍閃石質広域変成作用をうけた緑色片岩のフィールド

C : 藍閃石質変成域の緑色片岩のフィールド、丸印は藍閃石片岩を示す

と、やはり、 $\text{Na}_2\text{O}$  は、変成岩地域以外の部分から、添加されたといわざるを得ない。スピライトの成因で今までしばしば考えられたように、地向斜堆積物中に含まれていたであろう海水の  $\text{Na}_2\text{O}$  にその起源をもとめるのもよいかもしれないが、藍閃石質広域変成作用が蛇紋岩ないし、超塩基性岩類の活動と密接にむすびついていることを考えると、その  $\text{Na}_2\text{O}$  は、やはりそのような火成活動にともなつて地下深所から、変成時に添加されたと考えた方がよさそうである。

藍閃石、リーベカイト、マグネシオリーベカイトの生成と、アルカリメタソマティズムとの間の関係についてはすでに、都城<sup>1)</sup>によつてのべられたこと以上にここで付け加えることはない。

### 3. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ について

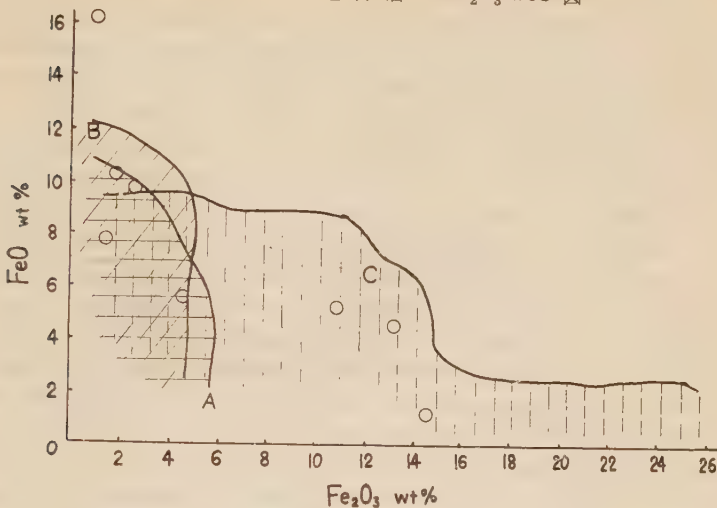
先に、 $\text{Na}_2\text{O}$  について扱つた緑色変成岩のなかの  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  をしらべると、次のようなことがわかつた：非藍閃石質広域変成作用の結果できた緑色変成岩の、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{FeO}$  図で占めるフィールドは、新生代およびそれ以前の火山岩の占めるフィールドとはほぼ一致するが、藍閃石質広域変成作用の結果できた緑色変成岩は、藍閃石をもつものも、もたぬものも含めて、火山岩類のフィールドより  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の多い部分にまでひろがつている（第 2 図）。すなわち、藍閃石質広域変成域の緑色変成岩のなかには、非藍閃石質変成域の緑色変成岩のもつ  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  よりも大きい  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比をしめすものが、しばしば見受けられるのである。このような、両型広域変成作用の間の、差は何に原因するものであろうか。

火山岩類が、風化変質する時には  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比がたかまることは容易に考えられることである。そして、広域変成作用をうけるまえに、地向斜性火山活動の産物である火山

1) 都城秋穂：前出，1958；Miyashiro, A. and Banno, S.：前出，1958.



第 2 図 緑色片岩の  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{FeO}$  図



- A : 不変成火山岩のフィールド  
 B : 非藍閃石質広域変成域の低度緑色片岩のフィールド  
 C : 藍閃石質変成域の緑色片岩のフィールド。 藍閃石片岩はこのフィールド全体にひろがつている。  
 (オタゴ地方の緑色片岩は丸印で示されている。  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比のたかいことに注意)

物質がある程度、または相当程度、変質または分解していたことも当然考えられることである。しかし、藍閃石質広域変成作用をうけた緑色岩が、非藍閃石質変成作用をうけたものよりも、変成作用前の風化分解ははげしかつた事を示すデータは何も存在しない。

火山岩類の中で、霞石玄武岩は、特に高い  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  をもっている。しかし、藍閃石質広域変成域の緑色変成岩類の源岩に、霞石玄武岩があつたということは、いまだにどこからも知られていない。

藍閃石質、非藍閃石質の両型広域変成域の緑色変成岩類の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  の差は、変成作用の時の、物理化学的条件の差に原因があるようである。そしてその原因は、主として変成作用時の水蒸気圧の高低に求められると思われる、何故なら、岩石中の  $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightleftharpoons 4\text{FeO} + \text{O}_2$  の反応がどちらの方向に、どの位のはやさですすむかということは、主に、岩石のなかの水蒸気圧によつて決定され、水蒸気圧がたかいほどこの反応に左にすすむからである。すなわち、藍閃石質広域変成作用は、非藍閃石質広域作用よりも、一般に、高い水蒸気圧下で進行したのであろう。

以上のべたことは、変成岩のなかの変成鉱物のなかにもあらわれていると思われる。すなわち、灰長石プラス2分子の水という、非常に多くの水を含むローソン石と、ローソン石ほどではないがエビドートよりもはるかに多くの水をもつていて、しかもローソン石・

エビドートと似た化学組成（水を除いた時の）をもつパンベリー石は、それぞれ藍閃石質広域変成域独特の、または、藍閃石質広域変成域に非常にしやすい鈦物である。これらの鈦物は、緑色変成岩に多いが、ローソン石は、頁岩、砂岩などの岩石より生じた変成岩の中からも、しばしば報告されている（このことは、藍閃石質、非藍閃石質の両型の広域変成作用の、頁岩や砂岩源の変成岩類にあらわれているちがいの一つである）。

もちろん、藍閃石質広域変成域のなかでも、ローソン石やパンベリー石を産しない地域がまれにある。たとえば、青海地方のものなどである<sup>1)</sup>。このような所の変成作用では、水蒸気圧はそんなに高くなかつたのかもしれない<sup>2)</sup>。

逆に、非藍閃石質広域変成域とよばれるような地域に、パンベリー石を産する所がある。ニュージーランドのオタゴ地域はそれである<sup>3)</sup>。しかし、このオタゴ地域では、クロス石 (crossite) とよばれるアルカリ角閃石が、陽起石結晶の中に残晶として(?)まれに産すると報告されていることは注目に値する<sup>4)</sup>。そして、第2図に示したように、オタゴ地域の緑色変成岩の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  が、他の非藍閃石質広域変成域の緑色変成岩の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  よりも遙かに高いことも注目されねばならない。オタゴ地域の広域変成作用は、藍閃石質、非藍閃石質の2つの型の間間的な広域変成作用で、すくなくとも、水蒸気圧は相当たかかつたのではないかと思われる。

藍閃石質広域変成作用の結果できた変成岩には、雲母類、とくに白雲母はふつうに見られるが、カリ長石が非常にまれで、ほとんど見出されないという事実も、この種の広域変成作用では水蒸気圧が高いということに原因するのかもしれない<sup>5)</sup>。この意味で、さきにあげたオタゴ地方の変成岩中にも、カリ長石ができていないということは注目すべきことである<sup>6)</sup>。

岩石のなかの水の量と、温度条件が同じであれば、岩圧と、水蒸気圧とは平行して変化し、岩圧がたかくなれば、水蒸気圧も上昇するであろう<sup>7) 8)</sup>。藍閃石質広域変成作用が、一般に、高水蒸気圧の下で進行したらしいということもここに原因があるのかもしれない。しかし、その反面、水の量と、温度と、岩圧およびそれらに支配された水蒸気圧といういろいろの条件の差によつて藍閃石質広域変成作用が、また、いくつかの型、相、または亜相にわけられる可能性がある<sup>9)</sup>。

1) Banno, S. : Jap. Jour. Geol. Geogr., 1958, (印刷中)

2) 都城秋穂 : 前出, 1958 ; Miyashiro, A. and Banno, S. 前出 ; 1958. Miyashiro, A. and Seki, Y. : Jap. Jour. Geol. Geogr., 1958, (印刷中)

3) Hutton, C.O. : Min. Mag., **24**, 529~533, 1937 ; Hutton, C.O. : N. Z. Dept. Sci. Ind. Res. Geol. Mem., No. 5, 1940.

4) Turner, F.J. : Trans. Roy. Soc. N.Z., **65**, 329~349, 1935 ; Min. Mag., **25**, 207~211, 1938.

5) 端山好和 : 地球科学, **26-27**, 1956.

6) Hutton, C.O. : N. Z. Dept. Sci. Ind. Res. Geol. Mem., No. 5, 1~90, 1940.

7) 岩石の porosity については、ここではふれない。

8) Yoder, H. S. : Geol. Soc. Am, Sp. Pap., **62**, 505~524, 1955 ; Thompson, J. B. : Am. Jour. Sci., **253**, 65~103, 1955.

9) Miyashiro, A. and Seki, Y. : 前出, 1958.

もし、藍閃石質広域変成作用が、一般に、高い水蒸気圧のもとで行われたとすれば、そのような変成作用の結果できたもので、緑泥石、白雲母、その他のいわゆる低温性鉱物より成る変成岩があつても、それを一概に低度変成岩または低温変成岩と片づけられるかどうか疑問である<sup>1)</sup>。すなわち、藍閃石質、非藍閃石質の変成作用の2つの型の間では、変成岩の変成鉱物組成からふつう推測される温度の規準の点での共通した尺度が見失なわれる可能性がある。ごく最近まで、藍閃石質広域変成域で、増進変成作用による鉱物変化をもとした分帯ができなかつたこと<sup>2)</sup>の原因の一は、ここにあるのかもしれない。

藍閃石片岩がたかい  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比をもつことは Dengo によつて指摘されていた<sup>3)</sup>。彼は、このことが、藍閃石形成に関係があるのではないかと述べた。Venezuela のいわゆる藍閃石がはたしてどんな化学成分をもつかはつきりしないが、Dengo によつて指摘された事実は、「火山物質を原岩とする藍閃石片岩の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  は、ふつうの火山岩の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  よりも高いことが多い」という形で、ここで再確認したい。しかし、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比の大きいことが、直接に、藍閃石晶出を促したかどうかは疑問である。 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比がたかければ、アルカリ角閃石のなかでも  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  の大きい成分のもので、しかも、安定範囲のひろいものの晶出が促進され、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  の小さい藍閃石プロパーの晶出は、逆にさまたげられるであろう。従つて、おそらく岩圧の高まりによつておこるであろう水蒸気圧の高まりは、藍閃石プロパーの形成に対しては、岩圧とは逆の働きをなすと考えられる。すなわち、藍閃石片岩というものの中の藍閃石を広い意味に、アルカリ角閃石という意味にとれば、高水蒸気圧によつておこつたであろう  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  のたかまりは、藍閃石片岩形成を促進したであろうが、「藍閃石片岩相」を意味づけるような藍閃石プロパーをもつた藍閃石片岩の形成には、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比の大きいことは直接的な関係はないと思われる。

#### 4. ま と め

藍閃石質広域変成作用は、高压という物理条件のほかに、 $\text{Na}_2\text{O}$  メタソマティズムと、高水蒸気圧とをとともなうことが多いことが、変成岩とくに緑色変成岩の化学組成と、変成鉱物とも吟味した結果わかつた。

謝辞 この報告をまとめる過程で、東京大学地質学教室久野久教授、都城秋穂助教授、坂野昇平氏そのほか、岩石学関係の方々からいくたの貴重な批判を預いた。これらの人々にふかく感謝する。

- 1) Yoder, H. S. : Am. Jour. Sci., Bowen Volume, 569~627, 1952.
- 2) 都城秋穂 : 前出, 1958 ; 関 陽太郎 : 前出, 1958.
- 3) Dengo, C. : Bull. Geol. Soc. Am., 64, 7~39, 1953.

## 九州第三紀花崗岩類の Ra 含有量\*

## Radium content of some Tertiary granites in Kyushu

桃井 斉 (Hitoshi Momoi)\*\*

**Abstract:** The determination of radium was made by the solution method, using the ionization chamber. The samples were collected from six granite bodies in Kyushu: Tsushima, Okue-yama, Ichifusa-yama, Shibisan, Takakuma-yama, and Osumi granite bodies.

All of these bodies, which are composed exclusively of fine-grained biotite granite containing dark or light brownish-red or reddish-brown zircons, are intruded into Paleozoic or Mesozoic sediments accompanied by both thermo-metamorphic effect and pneumatolytic ore deposits on their north or south side, showing small circular exposures from 4 to 10 km in diameter.

As regards radium content, the Tertiary granites investigated are distinguished from older granites by the following characters:

- (1) The Tertiary granites are richer in radium than older ones;
- (2) The mean radium content of each Tertiary or Cretaceous granite body generally increases with increasing silica, while that of each Permo Triassic Ryoke granite body tends to decrease;
- (3) As to an individual granite body, the radium content of Cretaceous granite varies sympathetically with silica, but that of the Ryoke granite is in antipathetic relation to silica. Such relations between radium and silica contents cannot clearly be perceived in any Tertiary granite body, because there observed little variation of silica if present;
- (4) The orders of intrusion of the Ryoke and Cretaceous granites have been known well: the former granite shows the tendency that radium is more concentrated in younger intrusions, while the latter in the older. In the case of the Tertiary granites, however, the order of intrusion has not yet been decided.

## 1. ま え が き

日本の花崗岩類の Ra 含有量が貫入の時代によつて特徴的に変化すること、とくに第三紀花崗岩類には Ra 含有量が領家期・白堊紀のものより大きいものが多いこと、およびそのことの原因についての考察はすでに発表した<sup>1)</sup>。しかし第三紀花崗岩類についてのデータは僅かであるし、西南日本外帯に分布するこの花崗岩類は地質学的に特異な存在であるし、とくに現今のウラン資源の点からも後期白堊紀花崗岩類と同様に注目しなければならないものである。今回はこのような観点からとくに九州の第三紀花崗岩のうち、対島

\* 日本地質学会、西日本支部総会講演、1958、2月。

\*\* 九州大学理学部地質学教室

1) 桃井斉・古賀昭人：地質、62, 383, 1956；富田達・桃井斉・唐木田芳文：岡大温研報、19号、16~26, 1957。



おおぐえ  
・大崩山<sup>1)</sup>・市房山・紫尾山・高隈山<sup>1)</sup>・大隅（伊坐敷および内之浦）花崗岩類を分析の対称とした。そして第三紀以前の古期貫入花崗岩類のものと比較しながら、その Ra 含有量に現われた特徴について述べる。諸賢の御批判を仰げれば幸である。

## 2. 九州の第三紀花崗岩類

九州の臼杵一八代構造線以南に発達する花崗岩類についての考察は、鈴木醇<sup>2)</sup>による西南日本外帯花崗岩類の総括的研究の中に含まれている。この研究により、これらの花崗岩類は西南日本内帯各地の花崗岩類とは異なり上部白堊紀以後の貫入によるものであり、化学成分上の特徴は K・Mg に富み、Ca が乏しいことが指摘された。

その後、富田達<sup>3)</sup>・唐木田芳文<sup>4)</sup>は副成分ジルコンの群色による対比研究を行い、これらの花崗岩類がいずれも第三紀中新世の貫入であること、さらに外帯花崗岩類だけではなく対島・五島の花崗岩類も同時期であることを明らかにした。

一方これら花崗岩類に伴う豊富な金属鉱床は木下亀城等<sup>5)</sup>の研究により、Sn・W・Bi によつて特筆付けられた典型的な浅成高温鉱床であることが明らかにされた。

次に試料を得た各岩体の性質を簡単に記す。

第 1 図 九州第三紀花崗岩類の分布図

**対島花崗岩<sup>6)</sup>** 長崎県対島下県郡の南部中央区、内山部落を中心とする直径約 4km の花崗岩体であり、その一部は北方、日掛部落附近の谷底にも露出し周囲の対川層群（古第三紀層）をホルンフェルス化している。これらの分布状態および野外の事実から判断するのに、この花崗岩体は北部では低角度であるがそれ以外の部分ではやや急角度の接触をなしている。



ペグマタイト・アプライト岩脈は存在するが、小規模で少ないのが特徴的である。しかし多量の石英斑岩が対州層群中にシル状（大体地層の走向・傾斜に調和的に分布する）または岩脈状に貫入している。

岩質は細粒の黒雲母花崗岩であり、

- 1) 桃井斉・古賀昭人：前掲，1958；富田達・桃井斉・唐木田芳文：前掲，1957。
- 2) 鈴木醇：地質，**44**，625~660，1937。
- 3) 富田達：Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. **4**，135~161，1954。
- 4) 唐木田芳文：地質，**61**，337，1955。
- 5) 宮久三千年・木下亀城・富田達：地質，**59**，309，1953；滝本清：岩鉱，**26**，78~89，1941；松隈寿紀・宮久三千年：岩鉱，**41**，89~97，173~180，1957。
- 6) 西原元男：東邦亜鉛対州鉱業所報告（手記），1954。

角閃石を含み、磁鉄鈹・磁硫鉄鈹・燐灰石・ジルコン等を副成分鈹物としてもつている。ジルコンはその量少なく、黒雲母中にごく稀に存在してハローを伴うことがある。

この花崗岩と関係のある鈹床としては対州鈹山が古来有名であり、ホルンフェルス帯を避けて花崗岩体の西側に存在する。そのほか、岩体の西南部・北北東部に数多くの小鈹床群が存在し、 $Pb \cdot Zn$  を産するが、他の金属種は少ない。

**大崩山花崗岩<sup>1)</sup>** 宮崎県北部にあり、その一部は大分県尾平および小野市附近にも見られる。直径約 10km の底盤岩体であり、ring dikes を伴うことで古くから有名である。秩父古生層と時代未詳中生層とに緩傾斜で接し、極めて広範囲にホルンフェルス化が見られ北部ではとくに著しい。石英斑岩及び花崗斑岩の ring dikes のほかに顕著なベグマタイト・アブライト岩脈を伴い特に岩体の周辺部に著しい。

岩質は中〜細粒の黒雲母花崗岩であるが、ときに白雲母・角閃石を含み、副成分鈹物としてはジルコン・磁鉄鈹・燐灰石・褐簾石・柘榴石がある。ジルコンは黒雲母中で著しいハローを生じているものと、ハローを有しないものとの2種類がある。

鈹床は特に西北部の古生層地区に多く、尾平・見立・土呂久・木浦等の大鈹山があり、豊富な金属を伴うが特に  $Sn$  によつて特徴付けられている。

**紫尾山花崗岩<sup>2)</sup>** 鹿児島県北部紫尾山預の西側にあり、南北に長く、西に張り出した弧状の露出を示す。このことは他の第三紀花崗岩体が大体円形の露出を示すのと比べて興味がある。更に南東方約 4km 隔つた地点の白男川部落附近にもその続きと思われる小露出がある。周囲の時代未詳層群が熱変成したホルンフェルス帯は北部で狭く南部で広い。

岩質は斑状閃雲花崗岩であり、花崗閃緑岩に移化する。多くの捕獲岩を有す。他地域のもの異つて自形斑状の正長石 (2×5cm に達するものあり) を有し、副成分鈹物として燐灰石・ジルコン・榍石・磁鉄鈹・柘榴石・ルチルを含む。ジルコンは黒雲母と密接に伴い、ハローを生ずることがある。一般に微粒ジルコンの場合にはハローが著しいが、比較的大きい長柱状ジルコンではハローが見られないことが多い。

岩体の彎曲部にアブライト・ベグマタイト脈が見られる。花崗岩に関係があると推定される鈹床として白男川・出水の両鈹山があり、 $Sn$  を産出するが顕著な鈹床は少ない。

**市房山花崗岩<sup>3)</sup>** 宮崎・熊本両県境の径数 km の岩体で、まだ踏査の機会もなく詳細な報告もない。ここには分析試料の岩質を略記するに止める。岩質は細粒閃雲花崗岩で、副成分鈹物として燐灰石・ジルコン・榍石・磁鉄鈹を含む。ジルコンは黒雲母中で一般にハローをみないが、微粒ジルコンはハローを与えている。見るべき鈹床を伴わない。

**高隈山花崗岩<sup>4)</sup>** 大隈半島垂水町東方にあり、径約 6km の露出を示す岩体である。時代未詳中生層 (あるいは古第三紀層) を貫き、ホルンフェルス帯は南部では数 km に

1) 加藤武夫：地質，39，273〜276，1932；鳥山武雄：地理学，6，665〜674，799〜803，1938；宮久三千年：地球科学，23号，15〜24，1955。

2) 橋本勇：九大理学部地質教室卒論，37〜39，1952；大庭昇：鹿児島大学理科報告，第6号，83〜98，1957。

3) 伊木常誠：佐土原図幅説明書，26，1904。

4) 中島謙造：鹿児島図幅地質説明書，29，1896；伊原敬之助：鹿児島図幅地質説明書，15〜17，1931；木下亀城・宮久三千年：高隈山地鈹床調査報告，鹿児島県，1953。

第 1 表 第三紀花崗岩類中の Ra 含有量

番号	岩石名	産地	SiO <sub>2</sub> (%)	Ra × 10 <sup>-12g/g</sup>
対島花崗岩			平均	74.8 ± 1.6    1.22 ± 0.28
129	Biotite granite	長崎県下県郡厳原町佐須・日掛E	74.9	1.06
130	"	" " " " " " " " " " " W	74.5	1.65
131	"	" " " " " " " " " " "	74.0	0.88
132	"	" " " " " " " " " " "	72.7	1.43
133	"	" " " " " " " " " " "	77.7	1.08
大崩山花崗岩			平均	71.3 ± 1.2    1.83 ± 0.44
36	Biotite granite	宮崎県東臼杵郡北方村鹿川	70.9	2.39
37	"	" " " " " " " " " " "	72.9	1.95
38*	Granite porphyry	" " " " " " " " " " "	71.0	1.61
39	"	" " " " " " " " " " "	69.6	1.12
40	Biotite granite	大分県大野郡小野市村藤河内	71.9	2.09
市房山花崗岩			平均	67.5 ± 2.4    0.92 ± 0.32
158	Biotite granite	熊本県球摩郡水上村北目N	62.9	1.39
159	"	" " " " " " " " " " "	69.2	1.01
160	"	" " " " " " " " " " "	69.4	1.05
161	"	" " " " " " " " " " "	67.4	0.66
162	"	" " " " " " " " " " "	68.8	0.47
紫尾山花崗岩			平均	67.4 ± 1.8    1.94 ± 0.63
41	Por. hor. bio. gr.	鹿児島県薩摩郡山崎町	66.0	1.22
134	"	" " " " " " " " " " "	66.6	2.99
135	"	" " " " " " " " " " "	71.3	2.48
136	"	" " " " " " " " " " "	67.9	1.26
137	"	" " " " " " " " " " "	66.1	1.75
138	"	" " " " " " " " " " "	66.7	1.94
高隈山花崗岩			平均	73.4 ± 0.8    2.42 ± 1.25
116	Biotite granite	鹿児島県垂水市発電所方東	72.4	0.92
117	"	" " " " " " " " " " "	74.6	1.20
118	"	" " " " " " " " " " "	74.3	3.30
119	Tourmaline gr.	" " " " " " " " " " "	73.3	2.10
120**	Biotie granite	" " " " " " " " " " "	73.6	4.60
大隅花崗閃緑岩			平均	68.2 ± 1.2    1.58 ± 0.70
114	Hor. bio. granite	鹿児島県肝属郡内之浦町	66.3	0.81
146	"	" " " " " " " " " " "	67.5	1.92
147	"	" " " " " " " " " " "	68.9	0.51
148	"	" " " " " " " " " " "	68.2	2.31
149	"	" " " " " " " " " " "	68.4	2.30
150	"	" " " " " " " " " " "	70.0	1.61

第 1 表 (続き)

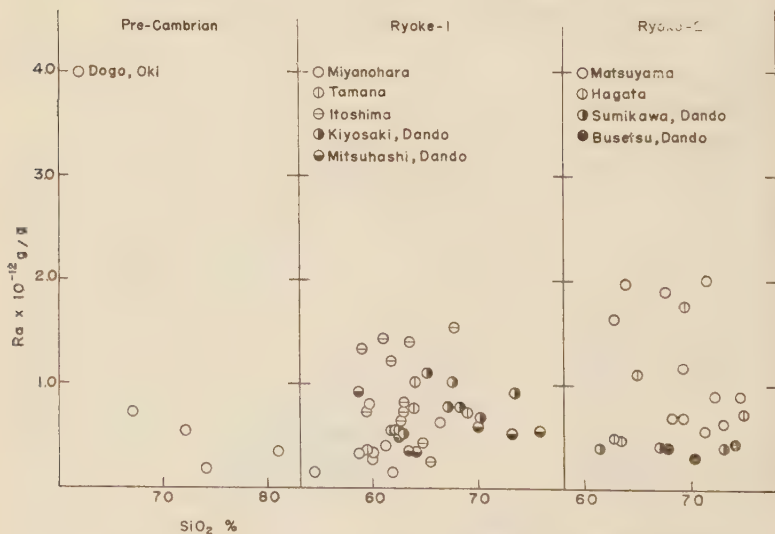
番号	岩 石 名	産 地	SiO <sub>2</sub> (%)	Ra × 10 <sup>-12</sup> g/g
その他の第三紀深成岩類				
42	Gabbro	山口県阿武郡須佐町高山	48.8	0.10
43	Quartz gabbro	"	50.0	0.12
44	Gabbro	"	50.9	0.13
45	Diorite	"	49.9	0.17
46	Granodiorite	"	62.4	0.22
156	Quartz diorite	" 足柄上郡三保村	59.0	0.31
157	Oligoclase granite	島根県美濃郡真砂村下岐多	67.4	2.70

\* Ring dike

\*\* 鉱床母岩

達し、北部では狭い。ペグマタイト・アプライト岩脈が特に周辺部に多く、ルーフ状に周囲岩と接する所に著しいペグマタイトがあることは、大崩山の場合とよく似ている。

岩質は中～粗粒の黒雲母花崗岩で、時にアプライト・ペグマタイト質の岩相を示す。副成分鉱物として磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン・電気石・柘榴石を含み、ジルコンは黒雲母中

第 2 図 Ra-SiO<sub>2</sub>

(段戸： 中井敏夫, 1942.)

でハローを示しその量も多い。なおハローを与える鉱物としては判定出来ないほど濃色のものや、微粒のものがあ、また黒色鉱物も見られる。

鉱床は岩体の南北両側に見られるが、南部の方にその数が多い。その特徴は種々の金属のほか、特に錫・タングステンであるのは注目されてよい。



**大隈花崗岩<sup>1)</sup>** 大隈半島の南部にあり、西南日本外帯花崗岩類中最大の分布を示す。東北—西南方向に長く伸びているが、一岩体であるか否かは疑問である。時代未詳中生層をホルンフェルス化しているが、その規模は極めて狭く 1 km 前後である。

主として花崗閃緑岩よりなり、時に輝石を含み、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱の副成分鉱物を有する。ジルコンはハローを生じている。

岩体の東部（内之浦）と西部（伊坐敷）とではジルコンの群色が異なり前者は淡黄色～灰色後者は紅色を示す。著しい鉱化作用は見られない。

### 3. 分析 方 法 と 分 析 結 果

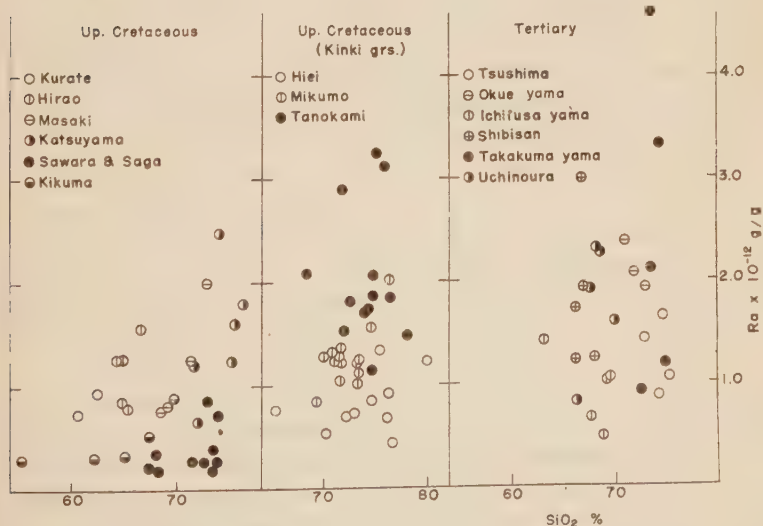
**分析試料：** 各岩体より採集した数箇の新鮮な標本の約 50～100 g を粉碎し、四分法によつて選んだ約 5 g の粉末を分析に供した。

**分析方法<sup>2)</sup>：** 溶液法により、理研製精密ラドン計（器械恒教  $K=41.688 \times 10^{-12}$ ）を用いた。分析結果は第 1 表に示す通りである。

### 4. Ra 分析結果に対する考察

第 2 表の結果を、第 2 図<sup>3)</sup> および第 3 図 に示して、考察の試料とした。

変 化 図



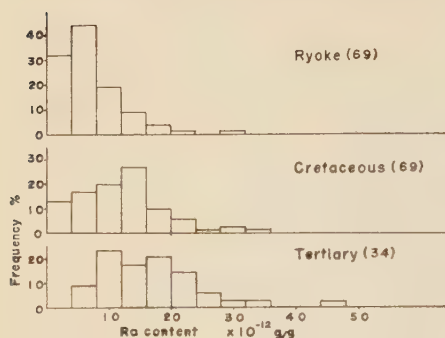
近畿：浅山哲二，1954 による)

1) 大塚専一：志布志図幅説明書，11，1898；井上 禧之助：加世田図幅説明書，24，1909；有田忠雄：地質，59，342，1953。

2) 中井敏夫：化学実験学，第 1 部，12，141～163，1941；木村健次郎：稀元素の化学分析。

3) 第 2・3 図には第 302 頁脚註 1) のたデータを含む。

第3図 時代別による Ra 頻度分布図



(A) 時代別に見た Ra 含有量ヒストグラム (第3図) で明らかな通り、第三紀花崗岩類では、古期花崗岩類に比べて Ra 含有量が大きいが、測定値はどの時代のものであっても対数正規分布を示し、かつ時代が新しいものほど、ピークの位置は Ra の大なる方に移動し、その全体に対する量は小さくなっている。このことは第2図からも明瞭である。第三紀花崗岩では、ヒストグラムでピークが2つあるが、これが何か意味をもっているのか、岩体の数が少いためか、測定数が少いためかは未だ分らない。

(B) 時代別に見た Ra と  $\text{SiO}_2$  の関係 白堊紀・第三紀花崗岩類では、領家期のもものと異り、 $\text{SiO}_2$  が多くなるほど一般に Ra も多くなっている。しかし、中には領家期のもものように、極めて酸性な岩型であるのに Ra は少ないという例も見られる。

(C) 一岩体内に見られる Ra 変化 領家期花崗岩では、一岩体内で  $\text{SiO}_2$  が多くなると Ra は減少しているのに対して、白堊紀のものでは多くなっていることが多い。

第三紀花崗岩では、このような変化は明瞭でない。古期花崗岩類では  $\text{SiO}_2$  の量にかんがりの変異が見られるが、第三紀のものにはその変異が少いためである。

(D) 花崗岩体相互の時代順と Ra 領家期に属する諸岩体について比較すると、後期貫入岩体ほど Ra 含有量は減少している。(松山<sup>1)</sup>→波方、清崎→三都橋、澄川→武節)。

白堊紀では後期貫入岩体ほど、Ra 量は多い(平尾→真崎→藤山)。しかし最終貫入岩体の早良・佐賀では急に減少している<sup>2)</sup>。

第三紀花崗岩類では、全部隔離した岩体であるからその貫入前後関係も不明である。したがって貫入順による Ra 含有量変化は求められない。

本論文の作製に際し終始変らぬ御指導をうけ、原稿を読んで戴いた富田達教授、種々の討論と御教示をうけた唐木田芳文氏ほか、九州大学地質学教室の諸氏、分析の指導と機会を与えて下さった九大化学教室吉村恂教授、原子力研究所石森富太郎氏、静岡大学波多江一八郎氏、九大別府温研古賀昭人氏の方々に心から感謝の意を表する。また貴重な標本を戴いた勘米良亀齡、村上允英、山本博達、松本徹夫、宮久三千年の諸氏にも感謝する。なお、この研究に文部省科学研究費を使用したことを記し謝意を表する。

1) 松山花崗閃緑岩と呼ぶのであるが、以下簡単のため岩体名だけで花崗岩閃緑岩等の語を省略する。

2) この現象については既に詳しく論じた。302 頁脚註 1) の文献参照。

## 花崗岩に伴われる閃長岩の 2. 3 のタイプ (I)\*

On some types of syenite in granitic rocks (I)

村 上 允 英 (Nobuhide Murakami)\*\*

**Abstract:** Some types of syenite are found in granitic rocks in southwestern Japan. They are divided into four types, A, B, B', and C, according to the combination of principal minerals. Type A is potash-syenite, bearing hornblende or biotite as principal minerals. Type B is composed mainly of pyroxene, hornblende, andradite, and albite with often relict of potash-feldspar, while principal minerals in B are epidote, albite and potash-feldspar. Type C is characterized by epidote, chlorite, albite and/or potash-feldspar.

By field occurrence and textural relation, the genesis of these syenites can be attributed to the metasomatic action of alkali-emanation, eliminated as volatile vapor from the deeper granitic magmas. So, Type C might be produced either in shallower regions or in lower temperatures in deuteric stage, than A and B. Type A and C can be found in normal granitic rocks, but the source of emanation in B might be more alkaline magma which represent the more advanced stage of granitic evolution, as thought in replacement pegmatite. The relationship in four rock types is shown in Figure 8.

## 緒 言

筆者<sup>1)</sup>は先年山口県松小野地区に特異な閃長岩質岩石を発見し、その成因が alkali-emanation による花崗岩の metasomatic replacement の結果生じたものである事を推論した。それは主として次の様な理由によるものであつた。

- (1) 閃長岩類は周囲の花崗岩と漸移し、貫入関係は全く認められない事。
- (2) 閃長岩の組織・構造は周囲の花崗岩の組織・構造に応じて変化し、粗粒になつたり、細粒になつたり、更に斑状になつたりする事。
- (3) 閃長岩がベグマタイトやアブライト脈と交る時にも貫入関係が何等なく、後者が閃長岩化作用をうけている事。
- (4) 閃長岩中に再結晶組織が普遍的に認められる事。

この交代の事実は更に其後閃長岩と周囲の花崗岩中のジルコンを調べた所、両者共その晶癖に殆んど差異のない事からも確められた。

\* 1958 年 2 月 日本地質学会西日本支部例会講演

\*\* 山口大学文理学部地学教室

1) 村上允英：岩鉱，40，149～154，1956.

筆者<sup>1)</sup>は又従来瀬戸内域に知られていた特殊な閃長岩類についても、その性状の類似から、同様の成因によるものなる事を述べ、この考えは現在も変つていない。然るに筆者は其後主として北九州・西中国の酸性岩類を研究中、類似の岩石を多く発見し、閃長岩にも種々のタイプのある事を知つた。此の論文では各タイプの閃長岩の性状及び相互関係と従来未解決のままであつた alkali-emanation の源についての現在の推論を併せ述べる事とする。

### 閃 長 岩 の タ イ プ

その鉱物組成より見て次の様に分けられる。

**Type A** : 有色鉱物が角閃石・黒雲母で、無色鉱物が主にカリ長石で特徴づけられるもの。

**Type B** : 有色鉱物が輝石・角閃石・灰鉄石榴石等で、無色鉱物が主に曹長石で特徴づけられるもの。

**Type B'** : 有色鉱物に緑れん石が著しく多く、Type B と密接に伴うもの。

**Type C** : 有色鉱物として緑泥石・緑れん石を含むもの。無色鉱物はカリ長石に富むものも、曹長石に富むものも、また両者の中間のものもある。

以下各タイプの閃長岩の産状及び組成鉱物の性質について簡単に説明する。

#### Type A

(1) 広島県佐伯郡宮内 周囲 10km<sup>2</sup> の間は殆んど粗粒の黒雲母花崗岩～角閃石黒雲母花崗岩(白堊紀広島花崗岩)のみよりなり、此間新期火成岩脈は全くなく、アブライト・ペグマタイトの細脈が時折伴われるに過ぎない。閃長岩は花崗岩を貫く走向 E-W, S 20° 傾斜、厚さ約 1m のアブライト岩脈の縁辺部に、厚さ 0.5~1m のポケット状をなして産する(第1図)。アブライトは閃長岩側では中～粗粒の文象花崗岩に漸移し、その外岩体内に細いポケットや脈状の文象部を含む事がある。粗粒文象岩は中粒岩中にポケット状を成し、大いものは径 1m に達する。これらの文象花崗岩は Shand<sup>2)</sup> の述べている様にアブライトの再結晶により生じたと考えられる。この文象花崗岩中には閃長岩に近く、屢々角閃石を含む小さいポケット状部がある。この部では第1表の様に周囲の岩石より石英量がやや少く、カリ長石も淡紅色を帯びてくる。小さい空洞中には角閃石・正長石・石英等の自形品が生じていて、含有鉱物の性質は閃長岩中のものと殆んど変りがない。アブライト中の小さい文象部にも同様の性状のものがある。これらの部分も交代成因と考えられ、閃長岩の生成と略々同時期のものであろう。

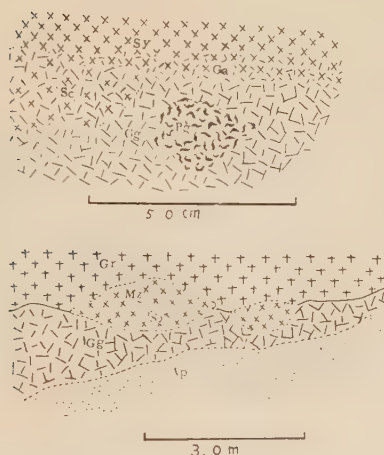
扱、閃長岩は周囲の岩体と全く漸移的で、花崗岩側では中粒優黒質、文象花崗岩では粗粒優白質となつてゐる。然し周縁部には斜長石量の多い石英モンソニ岩質部があり、この幅は花崗岩側において広い。岩体全てを通じ再結晶によるモザイク状組織が著しいが、破碎構造は余り認められない。含有鉱物は斜長石・正長石・石英・角閃石を主とし、副成分鉱物として褐れん石・チタン石・緑れん石・緑泥石・磁鉄鉱等が多い。斜長石はモンソニ岩質部では量的にも、性状の上でも花崗岩中のものと殆んど同じであるが、閃長岩質部に近づくにつれ量を減すると共に次第に粒状化し、遂には正長石結晶の境界部に散点する様

1) 村上允英 : 地質, **62**, 382, 1956.

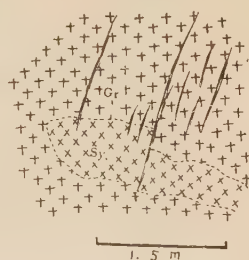
2) Shand, S. J. : Eruptive rocks, 1950.



第1図 広島県宮内における閃長岩の産状



第2図 山口県嘉川における閃長岩の産状



Sy : 石英閃長岩,  
Gr : 黒雲母花崗岩

Sy : 石英閃長岩, Sc : 粗粒閃長岩, Mz : 石英モンゾニ岩, Gr : 閃雲花崗岩, Gg : 文象花崗岩, Ga : アルカリ花崗岩質漸移部, Pg : 含角閃石文象花崗岩, Ap : アプライト

第1表 広島県宮内における閃長岩と周辺花崗岩体の組成鉱物量比

	石英閃長岩 (中粒)	石英モン ゾニ岩	角閃黒雲 母花崗岩	石英閃長石 (粗粒)	含角閃石 文象花崗岩	文象花崗岩
角閃石	7.5	8.2	2.2	1.9	0.8	—
黒雲母	—	—	4.8	—	—	2.3
斜長石	14.5	43.9	40.4	10.7	23.5	20.3
正長石	71.5	39.2	22.2	85.1	57.9	42.9
石英	5.7	8.0	30.1	2.1	17.7	34.4
其他	0.7	0.7	0.3	0.2	0.1	0.1

になる。曹長石化は殆んど行われていない。正長石はモザイク状集合体で、その光学性は花崗岩中のものより文象花崗岩中のものに類似している。石英は間隙充填をなすか粒状をなし、残存鉱物と見られる。その量は全体を通じて変化少く、花崗岩との境界部にて急激に増加する。角閃石はその光学性より hastingite に近い性質のものと考えられる。粒状をなしたり、又 poikiloblast をなしたり、又やや濃集する事もある。周縁部では明かに黒雲母の外形を留めるものもある。緑泥石・緑れん石は時に細脈をなす事がある。

この閃長岩が alkali-emanation の交代により生成された事は、上述の産状・鏡下の性質より明瞭で、emanation の成分は著しく  $K_2O$  に富むものであつたと想像される。

(2) 山口県山口市嘉川 本山変成岩に近接する粗粒黒雲母花崗岩 (白堊紀広島花崗岩) 中にあり, その走向は  $N 20^{\circ} W$  で岩体の境界線に並行している。第 2 図の様に幅 20 cm 以下のレンズ状岩体で, 周囲の花崗岩には急激に移り変わるが貫入関係は全く見られない。粗粒優白質で, 鏡下では破碎及びそれに伴う再結晶が著しく, 双晶片の屈曲・破壊や粒状化が普遍的に認められる。然し圧碎の余り行われていない部分もあり, 又圧碎部が圧碎の影響のない曹長石脈に貫かれる事もある。

含有鉱物は斜長石・正長石・黒雲母を主とする。斜長石は完全に曹長石化せるものと, 石灰質内核を有する残存結晶とあり, 後者には微細な粒状晶と, 花崗岩中のものに似た大型晶とがある。正長石は含有鉱物の大半を占め, 周囲の花崗岩中のものと光学的に類似している。粗粒の結晶が多いが, 又斜長石の外形を留める粒状集合体もある。黒雲母は一般に再結晶を示す斑点状集合体をなすものが多く, 大きい結晶は少い。屢々細い磁鉄鉱や硫化鉱物を多く伴い, 鉄鉱のみの集合体になっているものもある。又更に緑泥石化する事もある。屈折率は周辺花崗岩体中のものより低い, これは再結晶に伴い Fe を鉄鉱物として析出した為と考えられる。副成分鉱物としては粒状の石英と, 長石を交代する方解石が特徴的である。

以上の性状よりみて, 閃長岩は花崗岩が  $K_2O$  に富み, 少量の  $Na_2O$  を伴う alkali-emanation により交代されたものと見る事が出来る。emanation は破碎帯に沿い, 破碎作用の行われている間に侵入したものであろう。

以上の様に Type A に属するものは比較的例が少く, 岩体も小さい。交代を行つた alkali-emanation は何れも  $K_2O$  に富むものである。尚含有

カリ長石は何れも正長石で微斜長石は見られない。含有鉱物の光学性を第 3 表に示す。

### Type B

このタイプのもとについては既に筆者により報告されているので, その記載は第 4・5 表に簡単に取り括める事とする。分布域は瀬戸内の岩城島・因ノ島・小豆島・山口県梶小野及び愛媛県波方・大阪府二上山麓等で, 最近吉田<sup>1)</sup>により広島県呉附近にも類似岩体が発見された。主成分鉱物は曹長石・カリ長石・輝石・角閃石等で, 梶小野の様に灰鉄柘榴石を多量に含むものもある。曹長石は屢々所謂 chequer-structure<sup>\*2)</sup>を成し, 然も比較的鮮明な結晶が多いが, 波方・呉・二上山麓の様に曹長石化をまぬがれた石灰質内核を有するものもある。後者では絹雲母化・緑れん石化が著しい。カリ長石は正長石から微斜長石にわたり, 常に周囲の花崗岩中のものと同じ性質である。花崗岩に比べ量比の減少

第 2 表 山口県嘉川における閃長岩と周辺花崗岩中の組成鉱物量化

			黒雲母閃長岩	黒雲母花崗岩
黒	雲	母	3.1	2.2
斜	長	石	25.8	25.1
正	長	石	69.0	36.7
石		英	1.0	35.7
其		他	1.1	0.2

\* 呉・二上山麓の閃長岩にはこの構造は認められない。

1) 吉田博直: 日本地質学会, 西日本支部会報, 19, 14, 1957.

2) Battey, M. H.: Geol. Mag., 92, 104, 1955; Gilluly, J.: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 175, 1933.

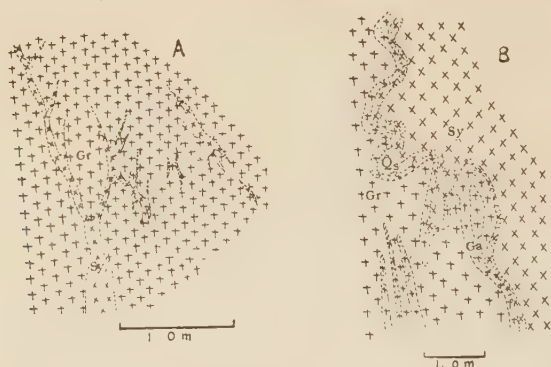
第 3 表 Type A 閃長岩中の鉱物の光学的性質\*

産 地		山口県嘉川	広島県宮内	
閃長岩	有色鉱物	黒雲母 $\gamma=1.656\sim1.658$ $Z=\text{yellowish brown}$	角閃石 $\alpha=1.690$ $\beta=1.708$ $\gamma=1.711$ $2V_x=44^\circ$ $Z=\text{deep greenish blue}$	
	曹長石	$2V_z=79-80^\circ$	—	
	灰曹長石～ 中性長石	An 10-25	An 10-30	
	正長石	$2V_x=54-57^\circ$	$2V_x=49-51^\circ$	
花崗岩	有色鉱物	黒雲母 $\gamma=1.662$ $Z=\text{dark yellowish brown}$	(1) 角閃石 $\alpha=1.674$ $\beta=1.688$ $\gamma=1.694$ $2V_x=68^\circ$ $Z=\text{dark green}$	(2) 黒雲母 $\gamma=1.661$
			黒雲母 $\gamma=1.661$	
	斜長石	An20-35	An20-40	An15-35
	正長石	$2V_x=54-59^\circ$	$2V_x=62-63^\circ$	$2V_x=50-51^\circ$

(1) 角閃石黒雲母花崗岩, (2) 文象花崗岩 \* 屈折率:  $\pm 0.002$ ,  $2V: \pm 1^\circ$

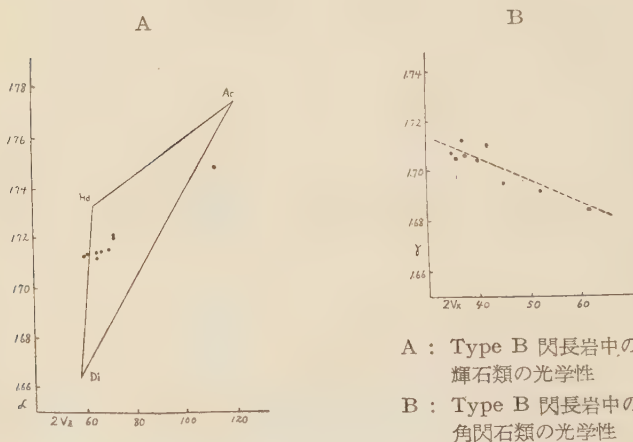
をも併せ考え残存鉱物と考えられる。輝石・角閃石の光学性は第 5 表及び第 4・5 図に示す通りで、夫々 aegirine～ferrosalite 及び h stingsite に近い性状のものと思われる。灰鉄柘榴石は緑黄色自形で複屈折・累帯構造・聚片双晶が発達し、著しく andradite 分に富む成分のものである。副成分鉱物としては褐れん石・チタン石・緑れん石等が特徴的であるが、岩城島の様に pectolite や eudyalite 様鉱物を含むものもある。閃長岩の組織は周囲の花崗岩と完全に漸移し、破碎構造の著しい事もある。再結晶によるモザイク組織は普遍的である。一般にアルカリ花崗岩質漸移帯が広く、これは単独の脈状体をなす事もある(第 3 図)。ベグマタイトやアブライトも屢々交代されている。カリ長石の性質及び花崗岩と閃長岩との含有鉱物量比の比較より、emanation は何れの場合も  $\text{Na}_2\text{O}$  に富むものであつたと考えられる。Type A. C と異り一ヶ所に多く群を成す事があり、然も岩体も大きく幅 200～300 m に及ぶものがある。又岩体内における変成分化作用の著しい事も屢々である。第 5 図の様にその分布は略々瀬戸内域に限られる。その大部分は広島花崗岩に伴われるが、波方及び二上山麓では領家花崗岩中にあり、両者は生成時

第3図 Type B 閃長岩の産状



A : 山口県絵小野, B : 広島県因ノ島    Sy : 閃長岩, Qs : 石英  
閃長岩, Gra : アルカリ花崗岩    Gr : 花崗岩

第4図



A : Type B 閃長岩中の  
輝石類の光学性

B : Type B 閃長岩中の  
角閃石類の光学性

期\*を異にするものであろう。両者は岩石の性質は似ているが岩体の走向は異り、前者が NE-SW~E-W であるのに後者では NW-SE である。

\* 領家花崗岩中のものは広島花崗岩よりの emanation により変成された可能性も考えられるが、閃長岩中のジルコンは周囲の花崗岩中のジルコンと常に同じ色調を有している。ジルコンの脱色温度は略々 300°C 前後で閃長岩化の温度より低いと見られるので、上述の可能性が成立するならば富田 (地球科学 26・27, 36, 1956) の説により、閃長岩中のジルコンは白堊紀の色調を有する筈である。従つて閃長岩化は周囲の花崗岩と同時期と考えるのが最も妥当である。



第 4 表 Type B 閃 長 岩 類 の 性 状

産 地	愛媛県	島根県	香川県	岡山県	広島県	山口県	大分県	福岡県
岩 体 の 地 質 状 態	岩 株 状 N60-70E	岩 脈 状 N50E	岩 株 一 岩 脈 状 N40-60E	岩 株 一 岩 脈 状 N60-90E	岩 株 一 岩 脈 状 N60-90E	岩 株 一 岩 脈 状 (N30-60E) (N50-60W)	岩 株 状 N50W	岩 株 状 N50-60W
岩 体 の 幅	50-100m	2-3m(?)	3-15m	0.5-3m	0.5-200m	0.5-200m	10m+	2-4m
長	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石	曹 長 石 微 斜 長 石
有色鉱物	輝 石 (エザリン)	輝 石	輝 石	角 閃 石	角 閃 石	輝 石	輝 石	輝 石
特徴ある副成物	ペクトライト ユーグライイト イット様	緑 閃 石	角 閃 石	黒 雲 母 (relict) 緑 閃 石	黒 雲 母 (relict) 緑 閃 石	黒 雲 母 (relict) 緑 閃 石	角 閃 石	角 閃 石
岩 型	粗 粒 優 白 質 黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	粗 粒 優 白 質 黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	含 黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	含 黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	含 黒 雲 母 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 雲 母 花 崗 岩 (領家新期 Gr.)	黒 雲 母 花 崗 岩 (領家新期 Gr.)
貫入期	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	三 疊 紀	三 疊 紀
隣接する古期岩体	領 家 生 古 層 Gr. 層	領 家 生 古 層 Gr. 層	領 家 生 古 層 Gr. 層	玢 岩 (白堊紀)	花 崗 閃 綠 岩 (白堊紀) 本 山 変 成 岩	花 崗 閃 綠 岩 (白堊紀) 本 山 変 成 岩	領 家 旧 期 Gr.	—

愛媛の地質図

愛媛の地質図

第5表 Type B 閃長岩及周辺花

産 地		愛媛県島	広島県島	香川県小豆島	
閃 長 岩	輝 石	$\alpha=1.748$ $\beta=1.779$ $\gamma=1.793$ $2V_x=69^\circ$ X=dark green Y=brownish green Z=brownish yellow	$\alpha=1.714$ $\beta=1.721$ $\gamma=1.740$ $2V_z=60^\circ$	$\alpha=1.721$ $\beta=1.730$ $\gamma=1.749$ $2V_z=71^\circ$ X=dark green Y=grass green Z=greenish yellow	$\alpha=1.713$ $\beta=1.720$ $\gamma=1.740$ $2V_z=60^\circ$
	角閃石		$\alpha=1.677$ $\beta=1.694$ $\gamma=1.697$ $2V_x=44^\circ$ X=pale green Y=bluish green Z=deep greenish blue	$\alpha=1.692$ $\beta=1.710$ $\gamma=1.712$ $2V_x=37^\circ$ X=pale green Y=bluish green Z=deep greenish blue	
	石榴石				
	曹長石	$2V_z=72-830^\circ$	$2V_z=72-81^\circ$	$2V_z=71-84^\circ$	
	灰曹～ 中性長石 (relict)				
	カリ長石	$2V_x=73-76^\circ$	$2V_x=66-72^\circ$	$2V_x=64-68^\circ$	
花 崗 岩	斜長石	An 5-25	An 20-40	An 5-25	
	カリ長石	$2V_x=73-78^\circ$	$2V_x=74-77^\circ$	$2V_x=63-67^\circ$	

\* 屈折率： $\pm 0.002$ ,  $2V : \pm 10$

崗 岩 中 の 鉍 物 の 光 学 的 性 質 \*

広 島 県	山 口 県	徳 小 野	大 阪 府	愛 媛 県
	$\alpha=1.712\sim1.714$ $\beta=1.720\sim1.722$ $\gamma=1.738\sim1.739$ $2V_z=65\sim69^\circ$	$\alpha=1.720$ $\beta=1.729$ $\gamma=1.748$ $2V_z=71^\circ$ X=grass green Y=yellowish green Z=light yellow	$\alpha=1.720$ $\beta=2.729$ $\gamma=1.748$ $2V_z=71^\circ$ X=dark green Y=grass green Z=greenish yellow	$\alpha=1.714$ $\beta=1.721$ $\gamma=1.749$ $2V_z=62^\circ$
$\alpha=1.666\sim$ $\beta=1.680\sim$ $\gamma=1.685\sim1.711$ $2V_x=64\sim42^\circ$ X=pale greenish yellow Y=green Z=bluish green	$\alpha=1.684\sim1.685$ $\beta=1.703\sim1.704$ $\gamma=1.705\sim1.706$ $2V_x=34\sim38^\circ$ X=pale greenish yellow Y=green Z=deep greenish blue	$\alpha=1.673$ $\beta=1.688$ $\gamma=1.692$ $2V_x=53^\circ$ X=pale yellow Y=greenish yellow Z=bluish green		$\alpha=1.686$ $\beta=1.704$ $\gamma=1.706$ $2V_x=35^\circ$ X=pale yellowish green Y=bluish green Z=deep greenish blue
	$a_0=12.00$ $N>1.858$			
$2V_z=75-81^\circ$	$2V_z=74-82^\circ$		$2V_z=74-81^\circ$	$2V_x=74-83^\circ$
An 20-35			An15-25	An 15-30
$2V_x=65-67^\circ$	$2V_x=60-64^\circ$ $68-72^\circ$		$2V_x=65-68^\circ$	$2V_x=60^\circ$
An20-50	An20-55 20-30 5-25		An10-25	An15-35
$2V_x=65-67^\circ$	$2V=60-62^\circ$ $71-74^\circ$		$2V_x=65-72^\circ$	n. d.

## 第 5 図



## Type B'

筆者が前に報告した山口県小野地域の緑れん石閃長岩及びカリ閃長岩がこれに当る。Type B と漸移している。交代を行つた alkali-emanation は Type B を生じた emanation の低温部にあたり、emanation の移動距離も大であつたと考えられる。 $\text{Na}_2\text{O}$  に富むものの外、屢々  $\text{K}_2\text{O}$  に富んでいる事があるが、この成分は花崗岩との交代により得られたものと考えている。主成分鉱物は曹長石・カリ長石・緑れん石である。曹長石 ( $2V_z=76\sim 82^\circ$ ) は一般に著しく汚濁し、chequer-structure が屢々見られる。カリ長石は微斜長石で  $2V_x=69\sim 76^\circ$ 、周辺花崗岩中のカリ長石が正長石 ( $2V_x=54\sim 62^\circ$ ) であるのと著しく対照的である。これは前者が交代的成因である事を示していると思われる。緑れん石は Fe に富み  $2V_x=68\sim 75^\circ$  で、屢々自形晶をなして産する。副成分鉱物としては褐れん石・硫化鉱物が特徴的である。緑泥石は著しく少い。岩体は普通岩脈状で然も一ヶ所に群を成している。このタイプの岩体はその産状・含有鉱物より Type B と C との中間階程のものと考えられる。従つてその分布も今後瀬戸内域に多く期待される。



## 鉱物学及び結晶学

### 8151, モンモリロナイトの熱水の条件に於ける安定度の要因 Ames, L. L., Sand, L. B.

モンモリロナイト成分に於いて高度の熱水性安定度を与える要因には、1) 総ての可能な格子点が充たされている事、2) 四面体位置、八面体位置の何れでも適量の構造的置換が行われていて、塩基交換容量の極大値に対し過度の negative charge が存在する事、3) 可交換イオン ( $H^+$  以外の) が存在し層間負荷を満足している事の三つがある事を確認した。即ち  $Na^+$  が存在しないとマグネシウム-モンモリロナイトで  $300^\circ C$ 、アルミニウムモンモリロナイトで  $400^\circ C$  の分解温度を示し、 $Na^+$  が存在する時の各  $750^\circ C$  及び  $480^\circ C$  に比べて甚だ低い。又 saponite の四面体位置に於ける置換が安定度に与える影響は、 $Al_{.33}(750^\circ C)$ 、 $Al_{.22}(680^\circ C)$ 、 $Al_{.16}(550^\circ C)$ 、 $Al_{.11}(275^\circ C)$ 、 $Al_{.00}(255^\circ C)$  の如くであるのを見ても、電氣的平衡が他の正イオンを交換する事によつて保たれるとしても、構造置換が適量でない場合には安定度の急激な減少を惹き起す事が判る。(Am. Min., 43, 7~8, 641~648, 1958) [関]

### 8152, 水中に於けるモンモリロナイトの有機物質の吸着及びその層間保持 Brindley, G. W., Rustom, M.

粘土は  $Ca$ -,  $Na$ - 及び  $Mg$ -chlorid で処理し、有機物質にはオレイン酸-polyethylene glycol ester を用いた。Adsorbed organic (gm)/clay (gm) と total organic (gm)/clay (gm) の図表は

双曲線を示し、最大吸着量の約 50% 迄は殆ど直線的に変化し、total organic の 70% を吸着する。最大吸着量 90% では total organic の 50% を吸着する。これを  $110^\circ C$  で乾燥し、X 線回析図を求めた結果、一層又は二層の有機物質層が silicate layers 間に吸着されている秩序の複合体の形成が認められた。一般にこれら 1- 及び 2 層 (の有機物質層を有する) 型の複合体は夫々独立して混合物として存し、混合層鉱物は total organic が 30% 以下に於て純粋なモンモリロナイトと 1 層型鉱物の間に見られるのみである。lattice spacing は adsorbed organic が 0.1 gm/gm clay を超えるとき一定し、 $14 \text{ \AA}$  附近と  $17.5 \text{ \AA}$  附近とに二種の (001) 反射が認められるが、前者は 1 層構造、後者は 2 層構造の夫である。尚 total organic の増加と共に一層構造の形成より二層構造の形成が優勢になり 30~42% では共存するが 50% を超えると前者は消滅する様になる。(Am. Min., 43, 7~8, 627~640, 1958) [関]

### 8153, 示差熱分析に於ける粘土、炭酸塩及び可溶性塩類の相互反応について Martin, T.

或種の土壌の示差熱分析では、40% もの炭酸塩を含んでいても、その決定が不可能な場合がある。この様な原試料を水で洗つてみると明らかに炭酸塩それ自身の peak が求められるが、これに又  $NaCl$  を加えてやれば、再び殆ど原試料に等しい反応が生ずる。これは可溶性塩類の存在が大いに影響している事を示す。更に人工的に雲母、 $CaCO_3$ 、 $KCl$  三者を種々に組合せて混合物を作り示差熱分析を行った結果、 $KCl$  は直接  $CaCO_3$  の分解に

影響しないが、雲母には極めて僅かな量でも影響を及ぼす事、雲母と  $\text{CaCO}_3$  の混合物では原試料に現われている  $850^\circ\text{C}$  の吸熱 peak が見られるが、これは Ca と clay に起因する silicate との反応によるものである事、又これ等三者の混合物は原土壌試料と同じ反応を示す事等を確かめ得た。これ等の事実は可溶性塩類が先づ雲母に反応し、次に此の一次生成物が炭酸塩の異常分解を惹き起すことを示している。(Am. Min., **43**, 7~8, 649~655, 1958) [関]

#### 8154, Tridymite と Cristobalite にみられる構造異常 W. Eitel

今日まで tridymite は純粋な  $\text{SiO}_2$  から純粋なものを作るのには成功しておらず、又天然の tridymite も常に微量のアルカリ酸化物などの不純物を含んでいる。この為、Buerger はこれの分子式を  $\text{NaCaAl}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{36}$  と書いている位である。結晶構造の面で、理想的な high-cristobalite は三層構造のくり返しであるが、tridymite は極めて理想化された Gibbs の構造から二層の繰返構造とみなされていた。合成及び天然のものを調べてみると二層構造のみから成るものではなく、二層、三層構造が色々な割合で不規則にまざりあつたものの外、長週期層状の超構造のあることが判つた。このような超構造は不純物イオンの存在に関係がある。このように不純物イオンの存在によつてのみ生成する tridymite は、も早  $\text{SiO}_2$  系状態図には入れることが出来ない。そこで tridymite と名づけられるものは三層構造を相当に含むものまで広げられるべきであり。性質上 cristobalite 類似のものまで入ることになる。一方 cristobalite と云う名は完全に又は殆んどが三層構造から出来ているものに限るべき

である。この外、 $\text{SiO}_2$  系に keatite, coesite と云う稠密構造をもつ新相が発見された点にふれている。(Am. Ceram. Soc. Bull., **36**, 142~148, 1957)

[青木]

### ~~~~~ 岩石学及び火山学 ~~~~~

#### 8155, Sutherland, Doir' a' Chatha の amphibolite Francis, G. H.

Durcha 産 amphibolite は砂岩質の Moine 片岩中に数米以内の中で存在し、黒色の角閃石に富んだものから、種々の程度の珪長質の物質による複雑な縞模様を呈するものに移り変る。複雑な縞模様を呈せしめた石英と長石の不規則な斜交縞及び appinite を想わせる様な黒色と白色成分の混合物が存在する。化学的及びその他の証拠からこの黒色岩石は整合的に侵入した dolerite の岩床であつて、一方肉眼的顕微鏡の観察から淡色部の縞は交代作用によつて生成されたものであつて、Moine 片岩の広範囲に亘る alkali の滲透に関係するものである。その淡色縞は附近の堆積岩中に於ける葉片状構造面及び岩床の接触面と平行な狭い空隙に沿つて岩床中に導かれたものと思われる。(Geol. Mag., **95**, 25~40, 1958) [植田]

#### 8156, スケールガード進入岩中の硫化鉱 Wager, L. R., Vincent, E. A., Smales, A. A.

Skaergaard 進入体の急冷周縁部の斑岩(分析あり)中に黄銅鉱と斑銅鉱の小斑点が含まれ、硫黄の含量 0.005% に及ぶ。これは原岩漿  $300\text{ km}^3$  中の含有度を表すものとみることができる。

また硫化鉱は大きい  $0.4\text{ mm}$  位の集粒

をなして成層した火成岩全層にわたって含まれ、その含量は 0.02wt. % に及ぶ。硫化鉱は斑銅鉱・digenite (硫化銅鉱)・黄銅鉱及び digenite を交代する銅藍であるが、岩石の黝色帯には平均部分の 10 倍位多くの硫化銅を含む。主に硫化銅より成る不混和液滴がその時期の岩漿中に生じ、それが早期珪酸塩鉱物及び酸化物と共に集積したものと結論している。

最上層の鉄橄欖石斑輝岩 (fayalite ferrogabbro) には少量の黄銅鉱と共に (斑銅鉱なし) 磁硫鉄鉱の斑点があり、岩石の約 2 % を占める。この段階では第一硫化鉄に富んだ不混和硫化液ができたのであるが、最後の微文象岩質分漿には少量の黄銅鉱と共に磁硫鉄鉱或は黄鉄鉱の斑点が最高 4wt. % 位含まれる。銅に富む硫化液は岩漿中で銅と硫黄が夫々 0.02 % 及び 0.01 % 位の時に分離し始めたらしく、これは紫蘇輝石・橄欖石・斑輝岩の形成時における基性岩漿中の硫化銅の溶解度を表わすものと思われる。

更に分別が進み珪酸塩中の硫化銅の溶解度が増すと、飽和で銅 0.05 %, 硫黄 0.03 % に達する。そして後に岩漿中の硫黄の含量が 0.06 % 第一鉄が 15 % 位になった時硫化鉄 matte が分解するのである。著者は各時期における珪酸塩ならびに硫化鉄液中の銅・ニッケル及びコバルトの割合を大ざっぱに決定し、岩漿分化の後期になる岩漿中における銅・鉄の硫化物の溶解度が増すことを示している。

Skaergaard 硫化鉄にニッケル含有量の少ないのは、この硫化鉄液が分離した時は既にニッケルは早期の橄欖石と輝石に多量に入つた結果、岩漿中には非常に少なくなつていたためと考える。ニッケルは銅に富む硫化液中には後期の鉄に富む

硫化液程容易に入らないが、コバルトは銅に富む鉄液には非常に濃集し、鉄に富む鉄液にも相当に入る。パラチウム・インヂウム及び金の含量も決定したが、低濃度の場合、これらが珪酸塩液よりも硫化液の方によけい入り易いということは無いようである。

Bushveld や Insizwa の早期分結含ニッケル多鉄硫化鉄は比較的多量の原存硫黄があつたから生じたものと考えている。(Econ. Geol., 52, 855~903, 1957) [柴田勇]

### 8157, late-kinematic 花崗岩の問題 Marmo, V.

花崗岩類中 late-kinematic の花崗岩は最も著しい貫入形態を示し、すべての野外の証拠はその岩漿起源を示している。その化学成分はアルカリに富み、分化作用で母岩漿から導かれたと考える花崗岩質岩漿に一致する。その鉱物成分は曹長石、微斜長石および石英で、この長石の組合せは Tuttle (1952) の実験から岩漿起源と矛盾する。微斜長石は低温型で比較的遅く形成せられ、正長石は高温型で比較的速く形成せられる。単斜晶系のカリ長石から三斜晶系のそれに転化する中間型が認められる (例 ラツブランドの粒状岩、ラバキビ花崗岩等)。しかも高い triclinicity をもつ微斜長石は初生のものらしい (例 Synkinematic および late-kinematic の花崗岩)。変成岩 (例 眼球状片麻岩、角閃岩等) 中にパーサイトが現出し、中には斜長石を交代するものがある。微斜長石パーサイトは単斜晶系のカリ長石の中間過程を経ないで直接つくられる。late-kinematic の微斜長石花崗岩 (曹長石を含み正長石を含まない) は熔融状態ではおこり得ないと云う結論は上述の貫入性質と必しも矛盾し

ない。Sosman によれば 5% の水を含む花崗岩質成分の塊は完全な流動性をもつ。本花崗岩およびそれに伴うペグマタイトおよびアブライトは輝水鉛鉱、輝蒼鉛鉱等の熱水鉱物を含み、水が重要な役割をした事を示す。かくして著者は次の様に述べる。late-kinematic の花崗岩の貫入は固相状態で起つた。充分な量の水によつて mobilize された。この時期には多分物質は分子及びイオンの形で動いた。正長石の代りに微斜長石の生長に適当な条件であつた。導入された物質に就いては明かでない。(Schweiz. Min. Pet. Mitt., 38, 19~42, 1958) [千藤]

**8158, カリフォルニア州 Ebbetts Pass 地域のプロピライト化作用**  
Wilshire, H. G.

カリフォルニア州 Alpine County, Ebbetts Pass 地域の late Miocene 或は early Pliocene の火山岩類は Sierra Nevada の花崗閃緑岩を覆い、流紋岩凝灰岩に始まり二回の安山岩等の自碎熔岩流を噴出最後に流紋岩質凝灰岩および熔岩を噴出し、大きい流紋岩および石英安山岩のドームが貫入した。プロピライト化作用は初期の火山角礫岩に限られる。本作用は主に安山岩であるが玄武岩〜流紋岩にも認められる。プロピライト化の二次生成鉱物に就いての詳細な記述がなされている。此等岩石は種々な段階の変質程度を示している。同一の初生鉱物を交代した二次的鉱物の割合が論じられる。此等の変化は (1) 初生鉱物の成分の相異, (2) 岩石と作用する溶液の成分の局部的変化, (3) 薄片による見掛の差異に原因している。絹雲母化作用は酸性岩およびそれに近接する塩基性岩に限られる。この二次鉱物の相異は岩石中の初生鉱物の成分の相違,  $K_2O$  および  $Na_2O$

或は  $Na_2O$  の運動に帰せられる。本地域の地質学的証拠は種々のプロピライト化作用の成因仮説 (autohydration, 貫入岩漿からの熱水液, 或は鉱化溶液による熱水液の作用等) を排除はしないが、その主要成因は火山角礫岩に含まれる地下水が火山活動の晩期の貫入岩漿によつて熱せられる事を強く支持する。又炭酸ガスは此等の岩漿から導入せられた。しかし火山角礫岩を凝結する珪酸の起源は判らない。この角礫岩のプロピライト化作用の原因として autohydration は考えられない。(Univ. of California Publ. in Geol. Sci., 32, 243~272, 1957) [千藤]

**8159, Cyprus 産超塩基性枕状熔岩**  
Gass, I. G.

Troodos の火成岩体底盤の北方丘麓では pillowed flow を行つた玄武岩系岩石中に非常に橄欖石に富んだ熔岩の小さな岩体が点々と見られる。この岩石は玻璃質な玄武岩質石基中に非常に豊富な橄欖石斑晶を持つ特徴ある岩石で、進入したものと迸出したものとの両者が存在する。分析結果から Cyprus の橄欖石に富んだ岩石は、その豊富な橄欖石斑晶の為に超塩基性の化学組成を示し、peridotite のそれに近似する。分析結果から石基の成分を算出すると石基は玄武岩の組成に相当する。Hawaii, Kilauea の picrite basalt 中の橄欖石の組成は  $Fa_{14} \sim Fa_{20}$  であるが、dunite 中および玄武岩の inclusion 中のものでは  $Fa_{7.8} \sim Fa_{11.0}$  であつて、Cyprus の橄欖石の組成は  $Fa_{8.0}$  で後者に近似する。この岩石が玄武岩岩漿からの橄欖石結晶の settling によるものでないとなると、peridotite mantle に由来するものと、peridotite layer 乃至地表により近い peridotite 岩体の熔



融に由来するものとの二つの場合が考えられるが、著者は後者を支持している。  
(*Geol. Mag.*, **95**, 241~251, 1958)

[植田]

## 金属鉱床学

**8160**, 閃亜鉛鉱の示差熱分析 Kopp, O. C., Kerr, P. F.

閃亜鉛鉱の示差熱曲線と、その Fe 含量・格子恒数との間には興味ある関係が認められ、1) Fe 含量と熱曲線では Fe 0.1% 以下のものではその発熱ピークは 821°C, 0.3% : 811°C, 2.5% : 793°C, 6.9% : 770°C, 13.2% : 769°C を示し、Fe 含量の増加と共にその発熱ピークは低温部に移動し、且、Fe 7% 近は急激にその発熱温度が低下するが 7% 以上含む試料では発熱温度の移動はもはや認められない。2) Debye-Scherrer 法によりその格子常数を求めた結果、Fe 含量 0.1% 以下の試料では 5.4082 Å, 0.3% : 5.4087 Å, 2.5% : 5.4103 Å, 6.9% : 5.4160 Å, 13.2% : 5.4196 Å を示し、Fe 含量に比例して格子常数は大となり、発熱温度とは、逆に反比例の関係を示す。更に、示差熱分析の最終産物としては通常紅亜鉛鉱が生成されるが、Troy 産閃亜鉛鉱 (Fe 6.9%) 等では紅亜鉛鉱の他に zinc ferrite 或は磁鉄鉱の生成が認められる。(Am. Min., **43**, 732~748, 1958) [阿部宏]

**8161**, Nevada 州 Gobbs の Victory 鉱山における長石化花崗閃緑岩中の灰重石 Humphrey, Fred L., Michael Wyatt

Victory 鉱山一帯は三疊系上部に属する苦土岩及び頁岩と、これ等水成岩中へ

の進入がジュラ紀と考えられる花崗閃緑岩が分布する。鉱床はこの花崗閃緑岩々体内の破碎帯に生じた長石化作用を受けた部分に存在し、灰重石を産する。この破碎帯はこの火成岩の進入時或いはそのやや後の強い圧縮により、水成岩との境界附近に生じたものである。火成岩の近くでは苦土岩は tactite となり、頁岩は hornfels 化している。tactite には Si, Na 及び Al, F 及び W を夫々添加する3段階の変質作用があり、その後者の2過程は花崗閃緑岩中の ore-type 交代作用及び灰重石鉱化作用に対応する。花崗閃緑岩中では破碎帯に沿い、次の4段階の交代作用が行われている。1) 長石化作用—石英が長石により交代され、正長石及び斜長石を生じ、その末期には正長石を斜長石が交代している。2) ore-type 交代作用—この作用は正長石が斜長石化する部分に多く見られ、著しい事は種々の鉄—満掩鉱物が生成している事である。即ち主なものは透輝石、ヘイスティングス角閃石、榴石、柘榴石、黄鉄鉱その他である。3) 灰重石鉱化作用—これは ore-type 交代作用と同一母岩中で、しかも ore-type 交代作用を受けた部分が更に破碎された所に主に灰重石が導入された作用である。この両者は後者が F 及び W を伴う以外は同一の化学作用である。4) 石英脈の生成—最後の段階で行われた作用で電気石を伴う。以上とは別にその後には鉱床北部に紅柱石を生じた変質作用が存在する。

この長石化及び灰重石の生成は正岩漿時代の末期又は気成時代のもので、構成鉱物の変化は溶液の物理化学的性質及び母岩の変化による。鉱床附近にはベグマタイトが見られるが、このベグマタイト又は熱気残漿と苦土岩が反応し、tactite 変質の第1段階での透輝石及び金雲母を

生じ、その結果 CaO が遊離して、ペグマタイト残漿からの  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  と共に花崗閃緑岩に作用し、長石化作用をもたらした。そこで更に  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  が遊離し、石英脈及び紅柱石を生ずる変質作用となつた。紅柱石は長石化作用より後に、より低温で、多分同一根源からの熱水液から生じた。以上の如き変質は単なる水成岩と火成岩の接触による反応ではなくて、苦土岩又は頁岩質苦土岩の block が花崗閃緑岩中に捕獲されて生じたものと考えられる。

Victory 鉱山の灰重石は長石化帯にのみ生じており、種々の剪断による破碎帯、半花崗岩の破碎帯中への貫入、剪断作用の繰返し、長石化帯中の節理等に支配されている。半花崗岩は長石化された部分に対して帽岩状であり、多くの場合 ore-type 交代作用と灰重石鉱化作用は半花崗岩の下部で行われている。(Econ. Geol., 53, 38~64, 1958) [鈴木]

#### 8162, Hong Kong に於ける タングステン鉱化作用 Davis, S. G.

当地域のタングステン鉱床は底盤状花崗岩類と密接に伴うもので、ペグマタイト型、石英脈型、交代型の三種に分類される。1) ペグマタイト型の主構成鉱物は鉄マンガン重石、正長石、螢石、緑柱石等で、正長石は不規則形の鉄マンガン重石によつて貫かれている。2) 石英脈型では鉄マンガン重石と石英のみよりなり、長石は全く認められず、石英は晚期生成物である。3) 交代型のものは鉄マンガン重石、石英と共に高品位の螢石を伴つており、これは明かに早期晶出のもので、鉄マンガン重石、石英がこれに次いでいる。その1部には柘榴石を伴っている。因に Castle Peak 産鉄マンガン重石の分析値は  $\text{WO}_3$  65.27%, Sn 2.14

%, As 0.02%, Bi 1.87%, S 0.12%, Mn 3.38% を示す。(Econ. Geol., 53, 481~488, 1958) [阿部宏]

#### 8163, 一群の New Mexico 産鉱物中の液体包裹物の化学分析 Ames, L. L. Jr.

結晶成長の媒介物である液体包裹物の分析を Roedder の方法により分析した。手選による単結晶は粉碎され、 $-10 \sim +48$  mesh のもの 1 kg をとる。これを pyrex U 字管に入れ、deionized water を取かえながら表面に吸収された ion を除く。この清浄化された試料は deionized water と共に alundum ball mill 中で 24 時間粉碎される。この粉碎試料から ion を分離する為に、3 compartment electrodialysis cell を用い、ion の 95% 以上を回収する。その cathode 液から Ca, Al を除去し、Na, K, Li, Rb, Cs を分光光度計により分析する。又 anode 液中の塩化物、硫酸塩は重量分析法で決定される。

ここでは Portales 及び Alamo 両鉱山の空隙中に生じている方鉛鉱、重晶石及び螢石について行つた。ただ Alamo 鉱山は螢石のみを産する。これ等鉱床は Pennsylvanian age の石灰岩中に胚胎し、結晶は裂罅又は空隙中に産する。これ等を加熱する事により Portales 産螢石及び重晶石、Alamo 産螢石の包裹物の充填温度は平均  $90 \sim 100^\circ\text{C}$ ,  $130 \sim 140^\circ\text{C}$ ,  $105 \sim 115^\circ\text{C}$  となる。又分析結果から Na/K を見ると Portales 産方鉛鉱、重晶石、螢石及び Alamo 産螢石は夫々 2.3, 1.8, 0.1 及び 0.1 となり、先の温度低下と相互関係を有する。又温度低下と共に概して液体包裹物は稀薄となる。Cl は方鉛鉱中に著しく高いが、これは恐らく一部塩化物として Pb がもた

らされた事があつた為と思われる。Caが全体的に著しく少いのは、これ等鉱物の沈澱に先だつ珪化作用が母岩の影響をさへぎつた為で、この事はこの方法に対する母岩の影響を考慮する必要をなくさしめている。以上の両鉱床は90哩はなれているにも関わらず包裹物成分の類似から、同一環境及び根源によるものと考えられる。(Econ. Geol., 53, 473~480, 1958) [鈴木]

#### 8164, Brazil, Jacobina におけるウランを伴う含金 reef Bateman, J.D.

Jacobina は Serra de Jacobina 山地の南部に位置し、その附近に Canavieiras 鉱山がある。筆者はこの地帯の金を伴う reef の鉱石から 1953 年に放射能を検出した。この附近には原生代の Minas series に対比される Jacobina series が分布する。鉱山附近では Jacobina series は多数の礫岩を伴う薄層及び偽層を示す珪岩よりなる Canus group と、その上部の massive な珪岩よりなる Serra group に分けられる。この地方の金を伴う reef は Canus group に属する。この conglomerate reef は Flaherty により Piritoso 及び Chabu-type reef に分けられ、前者は glassy quartz pebble からなり、緑泥石—絹雲母よりなる石基は黄鉄鉱々化作用を受けている。顕著な放射能を示し金を産するのはこの reef である。Chabu-type のものは磁器の様な風化した白色の珪岩の pebble 及び cobble と砂質の石基からなる。含金層の中では金、ウラン、黄鉄鉱の間には関係がある。地下の採掘場では reef は約 5 呎の巾を有し、原鉱は金は 1 ounce/ton, reef の平均品位は 0.45 oz/ton, 0.015%  $U_3O_8$  で黄鉄鉱は 3~

5% である。鉱石中の炭化水素は未決定、Th は痕跡程度で、White によれば放射能鉱物は閃ウラン鉱である。

Jacobina 鉱床は alluvial origin と考えられるが、Rand 及び Blind River の金—ウラン鉱床と比較すると、それ等の間に著しい差はなく、地質学的様相は類似している。即ち Rand, Blind River では reef を伴う水成岩層であり、Jacobina もレンズ状 reef を伴う。何れも基盤岩の上に Blind River では 200 呎以内、Jacobina では 1,800~3,000 呎、Rand では数千呎にわたり reef を有し、大部分は基盤の上部で金—ウランを伴う reef の発達が良好となる。又地球化学的にも U, Th, 炭化水素の存非について著しい差はない。そしてその成因については、地球化学的な面からは簡単に鉱床は同時性であるという事は出来ない。一方熱水液によるという事も出来ない。即ち同生的か、後生的かは断言出来ないが、ある地質時代に限られた沈積性に関係した鉱床成因の輪廻の産物であるという事は確かである。(Econ. Geol., 53, 417~425, 1958) [鈴木]

#### 8165, Australia, Nairne pyrite formation—堆積性硫化鉄床—の地質及び変質作用 Skinner, B. J.

Nairne pyritic formation は細粒硬砂岩、珪岩、泥岩等よりなり、これらは黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、時に閃亜鉛鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱を含んでいる。鉱床は 1) 層厚 50~100 フィート、走向延長 65 マイルに達し、堆積岩類とは水平、整合的で 2) その構成成分は石英—白雲母—曹長石—微斜長石—黄鉄鉱—磁硫鉄鉱相と、石英—白雲母—曹長石—(紅柱石—藍晶石)—黄鉄鉱—磁硫鉄鉱相の 2 相のみよりなり、黄鉄鉱—磁硫鉄鉱、

硫化鋇物—珪酸塩鋇物間の調和関係は極めて良く 3) 堆積岩類の粒度 (0.5 mm~0.03 mm) と硫化鋇物のそれとは常に近似の値を示している事が知られている。

硫化鋇物の内、磁硫鉄鋇 ( $\text{Fe}_{0.949}\text{S}$ , Fe 47.35 mol%) について Arnold の  $\text{FeS}-\text{FeS}_2$  系平衡図上に検すれば  $275^\circ\text{C}$  で黄鉄鋇と平衡である事が判り、閃亜鉛鋇 (Zn 55.1%, Fe 9.0%, Mn 2.3%,  $\text{FeS}$  15.2 mol%) について Kullerud の  $\text{FeS}-\text{ZnS}$  系平衡図を適用すれば約  $500^\circ\text{C}$  を示す。上記の諸事実より、当鋇床は浅海性の環境で含水硫化鉄の化学的沈澱が行われ、爾後深海堆積に及んで変質作用を蒙り変質時の圧力は 2000 バール以上 5000 バールに達するものと推察される。(Econ. Geol., 53, 546~562, 1958) [阿部宏]

## 石油鋇床学

8166, 堆積地形—範例と仮説 Van Siclen, D. C.

西部テキサスの ペンシルヴァニア期後期、二疊初期の堆積地形が電検柱状図と isopach map により示された。その断面図を見ると、堆積状態は top-set, fore-set, bottom-set をもつたデルタの堆積形態に似ており、Rich (1951) の undiform, clinoform, frondform の堆積環境論の概念が見事に適用される。殊に一連の堆積輪廻の中で、顕著な石灰岩が undiform 上に追跡され、漸次 clinoform 下にうすく消失するのがよく認められる。この石灰岩は undiform の外端に沿って厚くなり、undiform-edge reef を作る。これは海水面が上昇した時に生じたもので、海水面が下つた時には

粘土と砂が沈積した。この二つの特徴的岩体は、何度も海水面の昇降を繰り返す堆積輪廻の中での重要な要素である。undiform 上ではその波浪作用と海流の作用により、供給物は異なつた fraction に分れ、一種の sedimentary differentiation を行う。この sedimentary differentiation に加えて、次々とより若い undiform が海の方に前進することにより、所謂地面向斜型の堆積過程と同一の垂直的層序関係を生ずる。要するに、このような層序関係は、波浪作用の行われる深度以下の処に海底凹所がありさえすればよいということになる。

堆積地形を考察することは、ある堆積盆地内の層位上の対比、その堆積作用と歴史を再認識させることに役立つであろう。

又石油探査の上からは、stratigraphic trap を捉える一方法を提供する。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 1897~1913, 1958) [田口]

8167, 地層区分単位に於ける垂直変化図の適用 Krumbein, W. C., Libby, W. G.

今日まで地層区分の際断面図(地質柱状図)の original section を慣例的に岩相の同一のものをまとめて岩相図としていますが、いろいろの面でその地層の断面などを表わすのには不十分であり、その堆積の場を考えるには完全とはいえない。少しでも以上の問題をよく示すために垂直変化図を統計的な取扱いをもつて地層の同一岩相をまとめることを避けて original のままでその岩相を忠実に示そうとした。例として全地層厚が 540 inch の中に砂岩の挟みが 5 枚あり、20, 20, 40, 20, 20 inch の厚さをもっている場合、その center of gravity, relative



center of gravity, approx. variance, approx. std. deviation, rel. std. deviation を計算する方法と, center of gravity map, standard deviation map の画き方を Wyoming 州の白堊紀砂岩に応用し実例を上げて説明した。

最後に center of gravity と spread より同地域の垂直変化模様図を示し、今日までの conventional facies maps より vertical variability maps の方がより以上に堆積の場をよく示しており、解析の裏付けに便利である。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **41**, 197~211, 1957) [阿部]

#### 8168, テキサス海岸 San Antonio, Mesquite 両湾に於ける重鉍物組成 Poole, D.M.

テキサス州のメキシコ湾に面した San Antonio, Mesquite 両湾から採取された 165 個の底質試料 (San Antonio 湾 121 点, Mesquite 湾 44 点) について重鉍物組成を調べ、両湾に於ける分布を比較した。試料を乾燥し 0.025N の  $\text{Na}_6(\text{PO}_3)_6$  に浸し、次いで malt-mixer で攪拌し 0.061~0.210mm の Sand-size fraction を得、これを重鉍物分析に供した。重鉍物は主として acetylene tetrabromide (2.89) で分離し、chi-square test を適用して同質毎に重鉍物の分布地域を統計的に区劃する事が出来た。Mesquite 湾では海底の地形と底質が比較的単純で、1) St. Joseph, Matagorda 島 (barrier island) に近い外帯、角閃石 (ho) 42%, 不透明鉍物 (opa) 32%, 電気石 (tor) 9%, 2) 中間地帯, ho 35%, opa 37%, tor 10%, 3) NW-SE 方向の狭長な地帯, ho 32%, opa 46%, tor 7%, 4) 湾の北西隅の地帯, ho 11%, opa 56%, tor 23% と

4つの地域に分けられ、これらは堆積物の粒度分布とも一致している。一方 San Antonio 湾では、湾底の地形も底質も複雑で、重鉍物の組成から 1) 南端部の地帯, ho 31%, opa 45%, to 10%, 2) 南東部の Matagorda 島縁辺の地帯, ho 22%, opa 50%, to 10%, 3) 西縁部の地帯, ho 18%, opa 56%, to 16%, 4) 北部及び西部の地帯, ho 14%, opa 63%, to 11%, 5) 中央部及び西端部の地帯, ho 8%, opa 68%, to 10%, と一応5つの地域に分けられるが、夫々の関係は Mesquite 湾の様に簡単でなく、又堆積物の粒度分布にも一致しない。これらの重鉍物の変化についての地質学的関係は、ここでは論議されていないが、両湾とも角閃石は砂質の堆積物に多く、barrier island から主として風と overwash によつて運ばれたものであろう。(Jour. Sed. Pet., **28**, 65~74, 1958)

[島田]

#### 8169, 微生物と同生黄鉄鉍の問題 Love, L.G.

スコットランドの Duddingston 地域に発達する下部石炭紀の Pumpherstone Ceil shale の地層に無数の微粒の黄鉄鉍が含まれている。直径約 2~30 $\mu$  の framboidal texture を示す球形で、特に地層の葉理面に沿つて顕著に見られ、またこの球体は透過光では一様に黒色であるが、反射光では 1 $\mu$  以下の硫化鉄の自形結晶の集合からなっている。この微粒黄鉄鉍を bromoform で分離し硝酸で溶解し検べたところ、これ迄知られていない群の微化石が明らかに硫化鉄中に含まれていることが認められた。即ち *Pyritosphaera*, *pyritella* の2つの新しい属が記載された。このことは硫黄化合物の嫌気性分解の副産物としての硫化水

素の生成と共生黄鉄鋳の生成とは本質的に関連するものであり、特に黒色頁岩の堆積環境に於ける黄鉄鋳の生成に重要な役割をなすものであろう。(Quart. Jour. Geol. Soc. London, **113**, 429~440. 1958) [島田]

# 8170, 粘土鋳物とその供給源並びに堆積環境との関係 Milne, I. H., Earley, J. W.

Mississippi 河下流、及びそのデルタ地域、St. Bernard sub-delta 並びに Mississippi Sound-Mobile 湾地域の沈積物の粘土鋳物を検討した結果、モンモリロナイト、イライト、カオリナイトの組合せは、その供給源地域の特徴に支配されることが明かにされた。

Mississippi 河及びそのデルタ地区の沈積物中にはモンモリロナイトが優勢的であるが、これは明かに Mississippi 河流域盆の土壌及び岩石の風化による stable な産物である。一方 Mississippi Sound-Mobile 湾地区の沈積物は元来 Appalachian province に由来するものであるが、これはかなりのカオリナイトを含む。これらの2種の沈積物の型の中間漸移帯も認めることができる。

これらの粘土鋳物の変成過程は、堆積速度が低く且つ海水とそれとの化学平衡のための充分な時間があれば認めることができる。これに反して泥の沈積の速かな地域では、これを覆うて沈積する粘土質物が blanket となり、粘土と entrapped water との間の化学反応を妨げることになるであろう。

Mississippi 河沈積物は海水域では shelf edge 以外では 差程変化を示さない。この沈積速度の緩慢な地域ではイライトが寧ろ多量である。St. Bernard sub-delta 地域では、過去 400 年に互り

低度の堆積地区であることが知られているが、粘土鋳物の変成過程としては、この沈積物が表層酸化環境にあつたことが知られる。

これに反して Mississippi Sound 湾及び Mobile 湾地域では粘土は海水域に入り速かに変質をうけている。粘土鋳物の一部はモンモリロナイト—有機物複合体となるが、これは塩基性の海水環境下で生成されたものであろう。

更に Louisiana, Scott Bay の Pleistocene の泥(深度 560 呎及び 1547 呎)では上記のものに比し僅かにイライト乃至 clay mica が多いが、これは時間と恐らく圧力との要因による加里の吸着更に shelf-edge 沈積物との関連性が暗示されよう。また Gulf Coast 地方の Frio 砂岩の夫々上下位にみられる Anahuac 頁岩 (Miocene) 及び Vicksburg 頁岩 (Oligocene) については、前者は Mississippi 河のものと類似し、後者はカオリナイトに富み Mississippi Sound-Mobile 湾のそれに類しその供給源の相異を意味する。

これに反して、Los Angeles basin の upper Miocene の砂岩と頁岩との交層のコアでは、頁岩はモンモリロナイトに富むに反して砂岩の部分では緑泥質物質に富む。多孔質な砂岩が、他の岩石の圧緊による広範な部分からの逸脱溶液の通路となりうる点で、岩相差による選択的な変成過程を意味している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **42**, 329~338, 1958) [加藤]

# 岩石鉱物鉱床学会誌

## 第四十二卷

目 第 一 号 (昭和三十三年 二 月)  
至 第 六 号 (昭和三十三年十二月)

### 総 目 録

#### 研 究 報 文

鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第1報) (I) (II) .....	北原 順一	{ 1 90
石油母岩の研究 (第2報) 八橋油田・高野 R 113 号井コア の無機微量成分について .....	{ 加藤 磐雄 阿部 正宏	9
豊羽鉱山における赤鉄鉱および磁鉄鉱の産状について .....	{ 藤原 哲夫 斎藤 昌之	15
柵原鉱山黄鉄鉱々体にみられる石英斑岩々脈の影響 .....	東元 定雄	22
日本の銅鉱床に伴う黄鉄鉱の熱電効果 .....	武中 俊三	31
北部北上山地岩泉附近の接触変成岩類 (II) .....	加納 博	38
所謂万年山熔岩の岩石化学的研究 .....	松本 幡郎	45
日高幌満川中流の二、三の塩基性片状岩 .....	浅井 宏	53
福島県霊山村の代里山火山岩類 .....	八島 隆一	64
束稲アゲメロ岩体の斜長石に見られる種々の温度光学性 .....	宇留野勝敏	70
現世堆積物中の有機物の研究 (第2報) 八郎瀉底層の有機物 組成の層序的分布 .....	島田 昱郎	82
岩手県釜石鉱山第2新山銅鉱床のキューバ鉱について (含キューバ鉱々石の研究 V) .....	{ 竹内 常彦 南部 松夫	101
輝石安山岩中に見られる混成作用 (I) (II) .....	太田 良平	{ 104 191
鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第2報) .....	北原 順一	114
関東山地東部のアルカリ角閃石とその産状 .....	関 陽太郎	128
奈良県五条鉱山産鉄鉱のコロイド組織について .....	東元 定雄	136
岩石の吸水量比と耐圧強度との関係について (第2報) .....	倉持 文雄	145
北海道空知炭田石狩層群上部の粘土鉱物組成変化 .....	{ 鈴木 好一 北崎 梅香	152
共生する数種の硫化鉄物中における Se の配分 .....	{ 滝本 清 港 種雄 広野修一郎	161



畑野鉾山の鉾床成因に関する一考察	{ 亙理誠五郎 本間 照夫	170
岩手県仙人産赤鉄鉾の形態並びに格子恒数について	加藤謙次郎	177
結晶図作成のための新しい方法の検討	高野 琴代	183
利尻火山橄欖石玄武岩中の石基硬石膏	勝井 義雄	188
桜島火山の 1956 年 5 月火山弾	{ 種子田定勝 森田準之助	202
栃木県羽鶴産化石を交代した苦灰石	高橋 博	203
本邦玄武岩及び粗面玄武岩の晶洞 (I) (II)	太田 良平	{ 207 285
幌満川上流の塩基性岩にはさまれた珪長質變成岩中の所謂 “ 變成石灰質圓球 ”		
藍閃石片岩相について	関 陽太郎	227
石狩国小樽内川流域の地質鉾床について	杉本 良也	238
阿蘇山 1958 年 6 月 24 日の爆発物に就て (予報)	{ 松本 幡郎 田中 省三 鎌田 政明	246
螢光分析装置の試作とジルコン中の微量ウランの定量	{ 鵜飼 保郎 川上 隆也 木村 安宏	249
福島県霞水峯鉾山産ユークセン石の化学成分	{ 大森 啓一 長谷川 修三 今野 弘	256
鳴子鉾山産泥状硫黄鉾石中の鉾物共生関係について	高橋 維一郎	261
硫黄鉾床に伴う輪状鉾石の研究	鈴木 敏明	272
福島県田村郡御館村一盃山ベグマタイト産ユークセン石と チタン鉄鉾の化学成分	{ 大森 啓一 長谷川 修三	280
藍閃石質広域變成作用の化学的特質	関 陽太郎	296
九州第三紀花崗岩類の Ra 含有量	桃井 育	302
花崗岩に伴われる閃長岩の 2, 3 のタイプ (I)	村上 允英	309

## 会 報

本会昭和 32 年度総会記事, 会員動静, 投稿規定, 評議員候補者推薦の件, 総会並びに學術講演会開催予告, 会費納入の件, 会員逝去, 日本學術會議鉾物学研究連絡委員会の新設他

## 新 刊 紹 介

ウラン (分布, 探査とその製法) (島 誠 著), Sedimentary rocks By Pettijohn

## 抄 録

鉾物学及び結晶学	蛇紋石類より苦土橄欖石への熱変換に関する構造的な研究	外 15 件
岩石学及び火山学	English Lake 地方 Borrowdale 火山岩床と之に関する岩石中に見られる柘榴石の起源	外 17 件
金 属 鉾 床 学	垂直的帶狀構造の問題	外 18 件
石 油 鉾 床 学	Minesota 州北部先カムプリア紀堆積岩類の有機物組成	外 20 件
窯 業 鉾 物	シリカーアルミナ混合物の反応	



**投稿規定** 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし、原稿用紙に常用漢字を用いて横書、図及び表を含めて刷上り原則として7頁(7.5ポイント活字で)以内とする。尚7頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮図するに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すること(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
4. 英文要約を付する場合には完全な英文とし、これをタイプライトすること。
5. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

~~~~~  
**本会役員** (任期：昭和33年12月末日迄)  
~~~~~

**会 長** 渡 辺 萬 次 郎

**幹 事** 石井 清彦    伊藤 貞市    鈴木 醇    高橋 純一    坪井 誠太郎

**評議員**    石川 俊夫    小野田匡高    大森 啓一    片山 信夫    加藤 磐雄  
兼子 勝    神山 貞二    河野 義礼    木下 亀城    久野 久    柴田 秀賢  
須藤 俊男    末野 悌六    鈴木康三九    千藤 忠昌    滝本 清    竹内 常彦  
津屋 弘達    富田 達    根本 忠寛    野田真三郎    早川 典久    原田 準平  
堀越 義一    待場 勇    三原 栄    八木 健三    吉木 文平    吉村 豊文  
渡辺 新六    渡辺 武男

~~~~~  
**本誌抄録欄担当者** (五十音順)  
~~~~~

阿部 宏    阿部 正宏    青木謙一郎    植田 良夫    大森 啓一  
加藤 磐雄    河野 義礼    今野 弘    島田 昱郎    鈴木 光郎  
関 寿和    千藤 忠昌    田口 一雄    竹内 常彦    長谷川修三

昭和33年11月20日 印刷

昭和33年12月1日 発行

**発行所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会  
〔電話仙台③1181(内線311)〕

**編集兼発行者** 大 森 啓 一

**印刷所** 仙台市堤通27〔電話③2027〕  
笹気出版印刷株式会社

**印刷者** 笹 気 幸 助

**入会申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会

**会費払込先** 同 上〔振替仙台8325番〕

**本会会費** 一カ年分 500円(前納)

**本誌定価** 一 部 150円(会員外)

© 1958

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

Mineral paragenesis of the muddy sulphur ore from the Narugo mine ....	I. Takahashi
.....	
Studies on the ring ore in connection with sulphur deposits ....	T. Suzuki
Chemical compositions of euxenite and ilmenite from the Ippaiyama peg- matite, Fukushima Prefecture .....	K. Omori and S. Hasegawa
Druse in basalt and trachybasalt of Japan (II) .....	R. Ota
Chemical characteristics of glaucophanitic regional metamorphism .....	Y. Seki
.....	
Radium content of some Tertiary granites in Kyushu .....	H. Momoi
On some types of syenite in granitic rocks (1) .....	N. Murakami

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Abstracts :

*Mineralogy and crystallography.* Factors of effecting maximum hydrothermal stability in montmorillonite, etc.

*Petrology and volcanology.* The amphibolite of Doir'a' Chatha (Durcha), Sutherland, etc.

*Sci. of metallic deposits.* Differential thermal analysis of sphalerite, etc.

*Sci. of petroleum deposits.* Depositional topography—Examples and theory, etc.

---

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan

17